

# Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos

Edición de 2014

Actualización de 2017

TIEMPO CLIMA AGUA



ORGANIZACIÓN  
METEOROLÓGICA  
MUNDIAL

OMM-N° 8





# Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos

Edición de 2014

Actualización de 2017



ORGANIZACIÓN  
METEOROLÓGICA  
MUNDIAL

OMM-N° 8

#### NOTA DE LA EDICIÓN

METEOTERM, base terminológica de la OMM, está disponible en la página web: <http://public.wmo.int/es/recursos/meteoterm>.

Conviene informar al lector de que cuando copie un hipervínculo seleccionándolo del texto podrán aparecer espacios adicionales inmediatamente después de <http://>, <https://>, <ftp://>, <mailto:>, y después de las barras (/), los guiones (-), los puntos (.) y las secuencias ininterrumpidas de caracteres (letras y números). Es necesario suprimir esos espacios de la dirección URL copiada. La dirección URL correcta aparece cuando se pone el cursor sobre el enlace o cuando se hace clic en el enlace y luego se copia en el navegador.

OMM-N° 8

© Organización Meteorológica Mundial, 2014

La OMM se reserva el derecho de publicación en forma impresa, electrónica o de otro tipo y en cualquier idioma. Pueden reproducirse pasajes breves de las publicaciones de la OMM sin autorización siempre que se indique claramente la fuente completa. La correspondencia editorial, así como todas las solicitudes para publicar, reproducir o traducir la presente publicación parcial o totalmente deberán dirigirse al:

Presidente de la Junta de Publicaciones  
Organización Meteorológica Mundial (OMM)  
7 bis, avenue de la Paix  
Case postale N° 2300  
CH-1211 Genève 2, Suiza

Tel.: +41 (0) 22 730 84 03  
Fax: +41 (0) 22 730 81 17  
Correo electrónico: [publications@wmo.int](mailto:publications@wmo.int)

ISBN 978-92-63-30008-9

NOTA

Las denominaciones empleadas en las publicaciones de la OMM y la forma en que aparecen presentados los datos que contienen no entrañan, de parte de la Organización, juicio alguno sobre la condición jurídica de ninguno de los países, territorios, ciudades o zonas citados o de sus autoridades, ni respecto de la delimitación de sus fronteras o límites.

La mención de determinados productos o sociedades mercantiles no implica que la OMM los favorezca o recomiende con preferencia a otros análogos que no se mencionan ni se anuncian.





# ÍNDICE

	<i>Página</i>
<b>PREFACIO</b> .....	<b>vii</b>
<b>PARTE I. MEDICIÓN DE VARIABLES METEOROLÓGICAS</b> .....	<b>1</b>
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES .....	6
CAPÍTULO 2. MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA .....	66
CAPÍTULO 3. MEDICIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA .....	96
CAPÍTULO 4. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD .....	134
CAPÍTULO 5. MEDICIÓN DEL VIENTO DE SUPERFICIE .....	177
CAPÍTULO 6. MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN .....	199
CAPÍTULO 7. MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN .....	239
CAPÍTULO 8. MEDICIÓN DE LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN .....	295
CAPÍTULO 9. MEDICIÓN DE LA VISIBILIDAD .....	314
CAPÍTULO 10. MEDICIÓN DE LA EVAPORACIÓN .....	336
CAPÍTULO 11. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO .....	350
CAPÍTULO 12. MEDICIÓN DE LA PRESIÓN, LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD EN ALTITUD .....	376
CAPÍTULO 13. MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD .....	458
CAPÍTULO 14. OBSERVACIÓN DEL TIEMPO PRESENTE Y DEL TIEMPO PASADO; ESTADO DEL TERRENO .....	492
CAPÍTULO 15. OBSERVACIÓN DE LAS NUBES .....	508
CAPÍTULO 16. MEDICIÓN DE LA COMPOSICIÓN ATMOSFÉRICA .....	526
<b>PARTE II. SISTEMAS DE OBSERVACIÓN</b> .....	<b>573</b>
CAPÍTULO 1. MEDICIONES DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS .....	577
CAPÍTULO 2. MEDICIONES Y OBSERVACIONES EN ESTACIONES METEOROLÓGICAS AERONÁUTICAS .....	607
CAPÍTULO 3. OBSERVACIONES DESDE AERONAVES .....	631
CAPÍTULO 4. OBSERVACIONES MARINAS .....	653
CAPÍTULO 5. TÉCNICAS ESPECIALES DE PERFILADO DE LA CAPA LÍMITE Y LA TROPOSFERA .....	704
CAPÍTULO 6. MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS DE DETECCIÓN DE RAYOS .....	762
CAPÍTULO 7. MEDICIONES POR RADAR .....	788

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 8. TÉCNICAS DE GLOBOS .....	868
CAPÍTULO 9. OBSERVACIONES URBANAS .....	882
CAPÍTULO 10. MEDICIONES METEOROLÓGICAS VIARIAS.....	915
<b>PARTE III. OBSERVACIONES DESDE EL ESPACIO .....</b>	<b>929</b>
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN .....	932
CAPÍTULO 2. PRINCIPIOS DE OBSERVACIÓN DE LA TIERRA DESDE EL ESPACIO .....	935
CAPÍTULO 3. INSTRUMENTOS DE TELEDETECCIÓN .....	985
CAPÍTULO 4. PROGRAMAS SATELITALES .....	1038
CAPÍTULO 5. OBSERVACIÓN DE VARIABLES GEOFÍSICAS DESDE EL ESPACIO .....	1066
CAPÍTULO 6. CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN.....	1164
CAPÍTULO 7. CUESTIONES TRANSECTORIALES .....	1173
<b>PARTE IV. GARANTÍA DE LA CALIDAD Y GESTIÓN DE LOS SISTEMAS DE OBSERVACIÓN</b>	<b>1181</b>
CAPÍTULO 1. GESTIÓN DE LA CALIDAD.....	1184
CAPÍTULO 2. MUESTREO DE VARIABLES METEOROLÓGICAS.....	1211
CAPÍTULO 3. REDUCCIÓN DE DATOS .....	1231
CAPÍTULO 4. PRUEBA, CALIBRACIÓN E INTERCOMPARACIÓN.....	1240
CAPÍTULO 5. CAPACITACIÓN DE ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS .....	1265

## PREFACIO

Uno de los objetivos de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) consiste en coordinar las actividades de sus Miembros en lo relativo a la producción de datos e información sobre el tiempo, el clima y el agua, de conformidad con las normas acordadas internacionalmente. En vista de ello, el Congreso Meteorológico Mundial aprueba en cada una de sus reuniones disposiciones integradas en el Reglamento Técnico, en el que se establecen las prácticas y los procedimientos meteorológicos que deben seguir los Miembros de la OMM. El Reglamento Técnico se complementa con una serie de manuales y guías en los que se describen con más detalle las prácticas y los procedimientos. Los manuales contienen prácticas normalizadas, a las que los Miembros deben atenerse, y prácticas recomendadas, que se les insta a seguir. Las guías, como la presente, contienen prácticas que se invita a los Miembros a observar o a aplicar cuando establezcan y pongan en práctica disposiciones para dar cumplimiento al Reglamento Técnico o cuando desarrollen servicios meteorológicos e hidrológicos en sus respectivos países. Mientras que los documentos normativos (el Reglamento Técnico y los manuales) describen qué se ha de hacer y quién se encargará de hacerlo, el objeto de las guías es facilitar información respecto de la mejor manera de proceder.

La ejecución del Sistema mundial integrado de sistemas de observación de la OMM (WIGOS) se basa en la normalización de las observaciones meteorológicas y conexas. Su objetivo es uniformar las prácticas y los procedimientos empleados en todo el mundo y mejorar la exactitud de las observaciones. La uniformidad, la trazabilidad y la calidad de los datos de observación son esenciales para la mayoría de las aplicaciones de la OMM, como la vigilancia del clima, la predicción inmediata del tiempo y la predicción de fenómenos meteorológicos extremos, y contribuyen, por tanto, a mejorar el bienestar de las sociedades de todas las naciones.

La primera edición de la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* (OMM-Nº 8) se publicó en 1954 y constaba de 12 capítulos. Desde entonces, la normalización ha sido uno de los principales objetivos de las actividades de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO). La CIMO revisa regularmente continuamente el contenido de la Guía y vela por que sus actualizaciones periódicas incluyan material de orientación moderno que dé cuenta del rápido desarrollo de las tecnologías y su aplicación en materia de instrumentos y métodos de observación meteorológicos.

La presente Guía es un recurso fundamental que describe la mayoría de los instrumentos, los sistemas y las técnicas utilizados regularmente, desde los más sencillos hasta los más complejos y sofisticados, pero no pretende abordar los métodos e instrumentos que se utilizan únicamente con fines de investigación. Tiene por objeto presentar las mejores prácticas, los procedimientos y las capacidades básicas de los instrumentos y sistemas a fin de ayudar a los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales y a otros usuarios interesados que operan sistemas de observación a elaborar sus manuales y procedimientos, con miras a satisfacer sus necesidades específicas de mediciones y observaciones. En la Guía, la normalización se circunscribe de manera intencional a los requisitos esenciales únicamente, y las recomendaciones se limitan a las características generales más comunes de las diversas configuraciones de un instrumento o sistema de medición, lo que permite un mayor desarrollo en diversos ámbitos. La Guía es el documento de referencia para todas las cuestiones relacionadas con los instrumentos y los métodos de observación en el marco del WIGOS.

Fruto del incesante trabajo de expertos nace la edición de 2014 de la Guía, aprobada por la CIMO en su decimosexta reunión, celebrada en julio de 2014 en San Petersburgo (Federación de Rusia). Además de la actualización de casi todos los capítulos, la nueva edición incluye varios capítulos completamente revisados y una nueva parte en la que se estudia exhaustivamente la observación desde el espacio. En los capítulos pertinentes, se hace especial hincapié en las importantes consecuencias para los instrumentos con mercurio del reciente Convenio de Minamata sobre el Mercurio del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente.

La versión actual de la Guía consta de 38 capítulos, distribuidos en las cuatro partes siguientes: "Medición de variables meteorológicas", "Sistemas de observación", "Observaciones desde el espacio", y "Garantía de la calidad y gestión de los sistemas de observación".

En el proceso de actualización de la presente Guía, la OMM se benefició de la fructífera colaboración entre la CIMO y la Comisión de Ciencias Atmosféricas, la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina, la Comisión de Sistemas Básicos y el Sistema Mundial de Observación del Clima, que contribuyeron considerablemente a la nueva edición.

En nombre de la Organización Meteorológica Mundial, quisiera aprovechar esta oportunidad para expresar mi más sincero agradecimiento a la CIMO y a todos los expertos que colaboraron en la actualización, cuyos enormes esfuerzos han hecho posible la publicación de esta nueva edición.



(Petteri Taalas)  
Secretario General



## **PARTE I. MEDICIÓN DE VARIABLES METEOROLÓGICAS**

# ÍNDICE DE LA PARTE

Página

<b>PARTE I. MEDICIÓN DE VARIABLES METEOROLÓGICAS.....</b>	<b>1</b>
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES .....	6
ANEXO 1.A. CENTROS REGIONALES DE INSTRUMENTOS .....	28
ANEXO 1.B. CLASIFICACIÓN DE EMPLAZAMIENTOS DE LAS ESTACIONES TERRESTRES DE OBSERVACIÓN EN SUPERFICIE .....	31
ANEXO 1.C. DESCRIPCIÓN DE LA EXPOSICIÓN EN LAS ESTACIONES .....	45
ANEXO 1.D. FUNCIONAMIENTO DE EQUIPOS EN ENTORNOS EXTREMOS .....	47
ANEXO 1.E. REQUISITOS DE INCERTIDUMBRE DE LAS MEDICIONES OPERATIVAS Y RENDIMIENTO DE LOS INSTRUMENTOS .....	51
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	62
CAPÍTULO 2. MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA.....	66
ANEXO. DETERMINACIÓN DE LOS PUNTOS FIJOS DE LA ESCALA INTERNACIONAL DE TEMPERATURA DE 1990 .....	90
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	92
CAPÍTULO 3. MEDICIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA.....	96
ANEXO 3.A. CORRECCIÓN DE LAS LECTURAS DEL BARÓMETRO EN CONDICIONES NORMALES.....	126
ANEXO 3.B. BARÓMETROS PATRÓN REGIONALES.....	130
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	131
CAPÍTULO 4. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD .....	134
ANEXO 4.A. DEFINICIONES Y ESPECIFICACIONES DEL VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA .....	169
ANEXO 4.B. FÓRMULAS PARA EL CÁLCULO DE LAS MEDICIONES DE LA HUMEDAD.....	173
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	175
CAPÍTULO 5. MEDICIÓN DEL VIENTO DE SUPERFICIE .....	177
ANEXO. LONGITUD DE RUGOSIDAD EFICAZ.....	194
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	196
CAPÍTULO 6. MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN .....	199
ANEXO 6.A. EMPLAZAMIENTOS PARA LA INTERCOMPARACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ..	225
ANEXO 6.B. PROCEDIMIENTOS QUE SE SUGIEREN PARA LA CORRECCIÓN DE LAS MEDICIONES DE LA PRECIPITACIÓN .....	226

ANEXO 6.C. PLUVIÓMETRO ENTERRADO DE REFERENCIA NORMALIZADO .....	227
ANEXO 6.D. PROCEDIMIENTO NORMALIZADO PARA LA CALIBRACIÓN EN LABORATORIO DE PLUVIÓMETROS DE INTENSIDAD DE LLUVIA POR CAPTACIÓN .....	229
ANEXO 6.E. PROCEDIMIENTO PARA LA CALIBRACIÓN <i>IN SITU</i> DE PLUVIÓMETROS DE INTENSIDAD DE LLUVIA POR CAPTACIÓN .....	232
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	234
CAPÍTULO 7. MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN. ....	239
ANEXO 7.A. NOMENCLATURA DE LAS MAGNITUDES RADIOMÉTRICAS Y FOTOMÉTRICAS .....	279
ANEXO 7.B. MAGNITUDES METEOROLÓGICAS, SÍMBOLOS Y DEFINICIONES DE RADIACIÓN. ....	281
ANEXO 7.C. REQUISITOS QUE DEBEN REUNIR LOS CENTROS RADIOMÉTRICOS MUNDIALES, REGIONALES Y NACIONALES .....	283
ANEXO 7.D. FÓRMULAS ÚTILES .....	287
ANEXO 7.E. RADIACIÓN CELESTE DIFUSA: CORRECCIÓN DEL EFECTO DEL ANILLO DE SOMBRA .....	290
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	292
CAPÍTULO 8. MEDICIÓN DE LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN. ....	295
ANEXO 8.A. ALGORITMO PARA ESTIMAR LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN A PARTIR DE MEDICIONES DE LA IRRADIANCIA GLOBAL DIRECTA. ....	308
ANEXO 8.B. ALGORITMO PARA ESTIMAR LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN A PARTIR DE MEDICIONES DE LA IRRADIANCIA GLOBAL A INTERVALOS DE 1 MINUTO. ....	309
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	311
CAPÍTULO 9. MEDICIÓN DE LA VISIBILIDAD .....	314
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	334
CAPÍTULO 10. MEDICIÓN DE LA EVAPORACIÓN. ....	336
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	348
CAPÍTULO 11. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO .....	350
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	370
CAPÍTULO 12. MEDICIÓN DE LA PRESIÓN, LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD EN ALTITUD. ....	376
ANEXO 12.A. REQUISITOS ACTUALES DE EXACTITUD A FIN DE ALCANZAR EL PUNTO DE INFLEXIÓN Y EL NIVEL ÓPTIMO PARA LAS MEDICIONES POR RADIOSONDA. .	440
ANEXO 12.B. ESTIMACIONES DE LOS LÍMITES CORRESPONDIENTES AL OBJETIVO, AL PUNTO DE INFLEXIÓN Y AL UMBRAL PARA VIENTOS EN ALTITUD,	

TEMPERATURA EN ALTITUD, HUMEDAD RELATIVA Y ALTURA GEOPOTENCIAL (A PARTIR DEL EXAMEN CONTINUO DE LAS NECESIDADES DE OBSERVACIONES EN ALTITUD DE LA OMM) .....	442
ANEXO 12.C. DIRECTRICES PARA LA ORGANIZACIÓN DE INTERCOMPARACIONES DE RADIOSONDAS Y PARA EL ESTABLECIMIENTO DE SITIOS DE ENSAYO .....	447
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	454
CAPÍTULO 13. MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD .....	458
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	489
CAPÍTULO 14. OBSERVACIÓN DEL TIEMPO PRESENTE Y DEL TIEMPO PASADO; ESTADO DEL TERRENO .....	492
ANEXO. CRITERIOS PARA DETERMINAR LA INTENSIDAD DE PRECIPITACIÓN DÉBIL, MODERADA O FUERTE .....	503
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	505
CAPÍTULO 15. OBSERVACIÓN DE LAS NUBES .....	508
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	524
CAPÍTULO 16. MEDICIÓN DE LA COMPOSICIÓN ATMOSFÉRICA .....	526
ANEXO. INSTALACIONES CENTRALES DE LA VIGILANCIA DE LA ATMÓSFERA GLOBAL ...	566
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	569

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES .....	6
1.1 Observaciones meteorológicas .....	6
1.1.1 Generalidades .....	6
1.1.2 Representatividad .....	7
1.1.3 Metadatos .....	8
1.2 Sistemas de observación meteorológica .....	8
1.3 Requisitos generales que ha de cumplir una estación meteorológica .....	9
1.3.1 Estaciones meteorológicas automáticas .....	9
1.3.2 Observadores .....	9
1.3.3 Emplazamiento y exposición .....	10
1.3.3.1 Elección del emplazamiento .....	10
1.3.3.2 Coordenadas de la estación .....	12
1.3.3.3 Funcionamiento de equipos en entornos extremos .....	12
1.3.4 Cambios de instrumentos y homogeneidad .....	13
1.3.5 Inspección y mantenimiento .....	13
1.3.5.1 Inspección de las estaciones .....	13
1.3.5.2 Mantenimiento .....	13
1.4 Requisitos generales que han de cumplir los instrumentos .....	14
1.4.1 Características convenientes .....	14
1.4.2 Instrumentos registradores .....	14
1.5 Normas y definiciones de medición .....	15
1.5.1 Definiciones de los patrones de medición .....	15
1.5.2 Procedimientos de normalización .....	17
1.5.3 Símbolos, unidades y constantes .....	17
1.5.3.1 Símbolos y unidades .....	17
1.5.3.2 Constantes .....	18
1.6 Incertidumbre de las mediciones .....	19
1.6.1 Mediciones meteorológicas .....	19
1.6.1.1 Generalidades .....	19
1.6.1.2 Fuentes y estimaciones de error .....	19
1.6.2 Definiciones de mediciones y errores de medición .....	20
1.6.3 Características de los instrumentos .....	22
1.6.4 Incertidumbres de medición de un solo instrumento .....	22
1.6.4.1 Distribuciones estadísticas de las observaciones .....	23
1.6.4.2 Estimación del valor verdadero .....	24
1.6.4.3 Expresión de la incertidumbre .....	26
1.6.4.4 Medición de valores discretos .....	26
1.6.5 Exactitud requerida .....	26
1.6.5.1 Generalidades .....	26
1.6.5.2 Rendimiento requerido y alcanzable .....	27
ANEXO 1.A. CENTROS REGIONALES DE INSTRUMENTOS .....	28
ANEXO 1.B. CLASIFICACIÓN DE EMPLAZAMIENTOS DE LAS ESTACIONES TERRESTRES DE OBSERVACIÓN EN SUPERFICIE .....	31
ANEXO 1.C. DESCRIPCIÓN DE LA EXPOSICIÓN EN LAS ESTACIONES .....	45
ANEXO 1.D. FUNCIONAMIENTO DE EQUIPOS EN ENTORNOS EXTREMOS .....	47
ANEXO 1.E. REQUISITOS DE INCERTIDUMBRE DE LAS MEDICIONES OPERATIVAS Y RENDIMIENTO DE LOS INSTRUMENTOS .....	51
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	62

# CAPÍTULO 1. GENERALIDADES

## 1.1 OBSERVACIONES METEOROLÓGICAS

### 1.1.1 Generalidades

Las observaciones meteorológicas (así como las ambientales y geofísicas afines) se realizan por diversas razones. Se utilizan para la preparación en tiempo real de análisis meteorológicos, predicciones y avisos de tiempo violento, para el estudio del clima, para las operaciones locales sensibles a las condiciones meteorológicas (por ejemplo, operaciones locales de vuelo en aeródromos o trabajos de construcción en instalaciones terrestres y marítimas), para la hidrología y la meteorología agrícola, y con fines de investigación meteorológica y climatológica. El objeto de la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* es apoyar esas actividades proporcionando asesoramiento sobre prácticas idóneas para realizar mediciones y observaciones meteorológicas.

Por supuesto, existen muchas otras fuentes de asesoramiento complementario, y los usuarios deberían remitirse a las referencias que figuran al final de cada capítulo para consultar una amplia bibliografía de la teoría y la práctica de los instrumentos y métodos de observación. Las referencias abarcan asimismo material sobre prácticas nacionales, normas nacionales e internacionales, y bibliografía específica. También comprenden una lista de informes sobre conferencias técnicas, instrumentación y comparaciones internacionales de instrumentos publicados por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) para la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO). Muchos otros manuales y guías publicados por la OMM tratan sobre aplicaciones particulares de las observaciones meteorológicas (véanse especialmente los relativos al Sistema Mundial de Observación (OMM, 2010c y 2010e), meteorología aeronáutica (OMM, 2014), hidrología (OMM, 2008), meteorología agrícola (OMM, 2010b) y climatología (OMM, 2011a).

La garantía de la calidad y el mantenimiento son especialmente importantes para las mediciones con instrumentos. A lo largo de esta Guía se formulan muchas recomendaciones con el fin de satisfacer los requisitos de rendimiento establecidos. En particular, la parte IV está dedicada a la garantía y la gestión de la calidad de los sistemas de observación. A este respecto, se reconoce que la gestión de la calidad y la formación profesional de especialistas en instrumentos son tareas de suma importancia. Por lo tanto, siguiendo la recomendación de la CIMO<sup>1</sup>, varias asociaciones regionales de la OMM han establecido Centros Regionales de Instrumentos (CRI) para mantener los niveles de calidad y proporcionar asesoramiento en lo concerniente a las mediciones meteorológicas. En el anexo 1.A figuran sus atribuciones y los lugares donde se encuentran. Asimismo, atendiendo a la recomendación de la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina (CMOMM)<sup>2</sup> (OMM, 2010a), se ha creado una red de Centros Regionales de Instrumentos Marinos (CRIM), cuya misión es desempeñar funciones similares en lo que respecta a la meteorología marina y otras mediciones oceanográficas afines. Sus atribuciones y localizaciones se indican en el capítulo 4 de la parte II (anexo 4.A).

Las definiciones y normas establecidas en la presente Guía (véase la sección 1.5.1) siempre serán conformes a las normas adoptadas a nivel internacional. Los documentos fundamentales de referencia son el *Vocabulario Meteorológico Internacional* (OMM, 1992) y el *Vocabulario Internacional de Metrología. Conceptos fundamentales y generales, y términos asociados (VIM)* (Comité Conjunto para las Guías en Metrología, 2012).

<sup>1</sup> Recomendación 19 (CIMO-IX), adoptada por la CIMO en su novena reunión (1985).

<sup>2</sup> Recomendación 1 (CMOMM-III), adoptada por la CMOMM en su tercera reunión (2009).

### 1.1.2 Representatividad

La representatividad de una observación es el grado de exactitud con el que describe el valor de una variable necesaria para una finalidad específica. Por lo tanto, no constituye una calidad fija de una observación, sino que se deriva de una evaluación conjunta de la instrumentación, el intervalo de medición y la exposición teniendo en cuenta las necesidades de una aplicación en particular. Por ejemplo, las observaciones sinópticas normalmente deberían ser representativas de un área de hasta 100 km en torno a la estación, mientras que en el caso de aplicaciones de pequeña escala o local la dimensión del área que se tiene en cuenta puede ser de 10 km o menos.

Concretamente, las aplicaciones tienen sus propias escalas temporales y espaciales a la hora de realizar tareas de promediado y de trabajar con la densidad de las estaciones y con la resolución de los fenómenos, es decir, preferiblemente, son pequeñas para la meteorología agrícola y grandes para las predicciones mundiales a largo plazo. Las escalas utilizadas en predicción están estrechamente relacionadas con las escalas temporales de los fenómenos; así pues, para las predicciones meteorológicas a más corto plazo se requieren observaciones más frecuentes desde una red más densa en una zona limitada, con el fin de detectar cualquier fenómeno de pequeña escala y su rápido desarrollo. Remitiéndose a diversas fuentes (OMM, 2001 y 2010e; Orlanski, 1975), las escalas meteorológicas horizontales pueden clasificarse de la manera siguiente, con una incertidumbre de factor dos:

- a) microescala (menos de 100 m) para la meteorología agrícola; por ejemplo, evaporación;
- b) topoescala o escala local (100 m a 3 km); por ejemplo, contaminación del aire y tornados;
- c) mesoescala (3 km a 100 km); por ejemplo, tormentas y brisa de mar y de montaña;
- d) gran escala (100 km a 3 000 km); por ejemplo, frentes, diversos ciclones y formaciones de nubes;
- e) escala planetaria (más de 3 000 km); por ejemplo, ondas largas en la troposfera superior.

En la sección 1.6 se tratan las incertidumbres requeridas y alcanzables de los sistemas de instrumentos. Las incertidumbres alcanzables especificadas pueden obtenerse utilizando sistemas de instrumentos adecuados y manejados de manera correcta, pero, en la práctica, no siempre se consiguen. Las prácticas de observación idóneas requieren aptitudes, formación, equipo y apoyo, de los que no siempre se dispone en la cuantía suficiente. Los intervalos con los que deberían efectuarse las mediciones varían en función de la aplicación, a saber, minutos para la aviación, horas para la agricultura y días para las descripciones climáticas. Las disposiciones sobre el almacenamiento de datos pretenden conseguir un equilibrio entre la capacidad disponible y las necesidades de los usuarios.

Es difícil lograr una buena exposición que sea representativa en escalas de entre unos pocos metros y 100 km (véase la sección 1.3). Los errores debidos a una exposición no representativa pueden ser mucho mayores que los previstos para el sistema de instrumentos aislado. Una estación situada en una colina o en la costa probablemente no sea representativa en gran escala o en mesoescala. Sin embargo, con el tiempo, incluso en estaciones no representativas, la homogeneidad de las observaciones puede permitir a los usuarios emplear eficazmente los datos de esas estaciones para efectuar estudios climáticos.

En el anexo 1.B se examina más detalladamente la representatividad de los emplazamientos a la vez que se ofrecen directrices sobre la clasificación de los emplazamientos para las estaciones de observación de superficie situadas en tierra con el fin de indicar su representatividad para la medición de diferentes variables. Dicha clasificación tiene varios objetivos, a saber:

- a) mejorar la selección de un emplazamiento y la ubicación de un sensor en un emplazamiento a fin de optimizar la representatividad mediante la aplicación de algunos criterios objetivos;
- b) ayudar a crear una red y a seleccionar sus emplazamientos:

- i) no solo para los servicios meteorológicos, sino también, por ejemplo, para los servicios de carreteras; y
  - ii) a fin de evitar la posición inadecuada de los instrumentos.
- c) recopilar información sobre la representatividad de los emplazamientos con un criterio fácil de aplicar:
- i) está claro que no basta una sola cifra para documentar por completo el entorno y la representatividad de un emplazamiento. Se necesita más información, como un mapa, imágenes o una descripción de los alrededores;
  - ii) pese a este valor numérico, la clasificación de los emplazamientos no es solamente un sistema de clasificación. Se prefieren los emplazamientos de clase 1, aunque los emplazamientos de otras clases siguen siendo valiosos para numerosas aplicaciones;
- d) permitir que los usuarios se beneficien de metadatos al utilizar datos de observación. Unos metadatos demasiado complejos podrían desalentar una utilización adecuada.

### 1.1.3 Metadatos

La finalidad de la presente Guía y de las publicaciones afines de la OMM consiste en garantizar la fiabilidad de las observaciones mediante la normalización. Sin embargo, los recursos y las circunstancias locales pueden dar lugar a desviaciones con respecto a las normas acordadas en materia de instrumentación y exposición. Un ejemplo típico es el de las regiones sujetas a nevadas copiosas, donde los instrumentos se instalan a mayor altitud de la habitual de modo que puedan ser útiles tanto en invierno como en verano.

A menudo, los usuarios de las observaciones meteorológicas deben conocer la exposición real, el tipo y la condición del equipo y su funcionamiento, y tal vez las circunstancias de las observaciones. Hoy en día, esto es particularmente importante en el estudio del clima, en el que deben examinarse los historiales detallados de las estaciones. Deberían mantenerse metadatos (datos sobre datos) de todas las cuestiones relacionadas con el establecimiento y el mantenimiento de la estación que se especifican en la sección 1.3, y de los cambios que se producen, incluidos el historial de la calibración y del mantenimiento y los cambios en la exposición y de personal (OMM, 2003). Los metadatos son importantes sobre todo para los elementos particularmente sensibles a la exposición, como la precipitación, el viento y la temperatura. Una forma especialmente importante de metadatos es la información sobre la existencia, la disponibilidad y la calidad de datos meteorológicos y los metadatos sobre ellos.

## 1.2 SISTEMAS DE OBSERVACIÓN METEOROLÓGICA

Los requisitos de los datos de observación pueden satisfacerse utilizando sistemas de medición *in situ* o teledetección (incluso a bordo de vehículos espaciales), según la capacidad de los diversos sistemas de teledetección para medir los elementos necesarios. Los requisitos en términos de escala mundial, regional y nacional y según el ámbito de aplicación se describen en OMM (2010e). El Sistema Mundial de Observación, concebido para satisfacer estos requisitos, se compone del subsistema de superficie y del subsistema espacial. El subsistema de superficie comprende una amplia variedad de tipos de estaciones según las aplicaciones particulares (por ejemplo, estación sinóptica de superficie, estación de observación en altitud, estación climatológica, etc.). El subsistema espacial comprende varios vehículos espaciales con misiones de observación a bordo y el segmento terrestre asociado para el mando, el control y la recepción de datos. Los párrafos y capítulos siguientes de la presente Guía tratan del subsistema de superficie y, en menor medida, del subsistema espacial. Para obtener ciertas observaciones meteorológicas mediante sistemas automatizados, por ejemplo, el tiempo presente, es necesario adoptar un método basado en el empleo de sensores múltiples, en el que se aplica un algoritmo para calcular el resultado de los datos que ofrecen varios sensores.



### 1.3 **REQUISITOS GENERALES QUE HA DE CUMPLIR UNA ESTACIÓN METEOROLÓGICA**

En OMM (2010e) se indican en forma pormenorizada los requisitos de los elementos que han de observarse según el tipo de estación y la red de observación. En esta sección se examinan los requisitos de observación de una estación climatológica característica o una estación de la red sinóptica de superficie.

En una estación que realiza observaciones de superficie se observan los siguientes elementos (los capítulos se refieren a la parte I de esta Guía):

- Tiempo presente (capítulo 14)
- Tiempo pasado (capítulo 14)
- Dirección y velocidad del viento (capítulo 5)
- Nubosidad (capítulo 15)
- Tipo de nubes (capítulo 15)
- Altura de la base de las nubes (capítulo 15)
- Visibilidad (capítulo 9)
- Temperatura (capítulo 2)
- Humedad relativa (capítulo 4)
- Presión atmosférica (capítulo 3)
- Precipitación (capítulo 6)
- Capa de nieve (capítulo 6)
- Insolación y/o radiación solar (capítulos 7 y 8)
- Temperatura del suelo (capítulo 2)
- Evaporación (capítulo 10)

Existen instrumentos que pueden medir todos estos elementos, salvo el tipo de nubes. Sin embargo, con la tecnología actual, los instrumentos para observar el tiempo presente y pasado, la nubosidad y la altura de las nubes y la capa de nieve no permiten hacer las observaciones de toda la gama de los fenómenos como las puede efectuar un observador humano.

Algunas estaciones meteorológicas realizan mediciones en altura (capítulos 12 y 13 de la parte I), mediciones de la humedad del suelo (capítulo 11 de la parte I), del ozono y de la composición de la atmósfera (capítulo 16 de la parte I), y en algunas se recurre a sistemas de instrumentos especiales que se describen en la parte II de esta Guía.

Los detalles de los métodos de observación y los instrumentos apropiados se recogen en los capítulos siguientes de esta Guía.

#### 1.3.1 **Estaciones meteorológicas automáticas**

La mayoría de los elementos requeridos para fines sinópticos, climatológicos o aeronáuticos pueden medirse con instrumentos automáticos (capítulo 1 de la parte II).

A medida que aumenta la capacidad de los sistemas automáticos, también lo hace constantemente la proporción de estaciones meteorológicas meramente automáticas con respecto a las estaciones meteorológicas dotadas de personal/observadores (con instrumentos automáticos o sin ellos). Las orientaciones que se dan en los siguientes párrafos sobre el emplazamiento y la exposición, los cambios de instrumentos, y la inspección y el mantenimiento se aplican igualmente a las estaciones meteorológicas automáticas y a las estaciones meteorológicas dotadas de personal.

#### 1.3.2 **Observadores**

Los observadores meteorológicos son necesarios por varias razones, como las que se enumeran a continuación:

- a) para efectuar observaciones sinópticas y/o climatológicas con la exactitud y representatividad adecuadas utilizando los instrumentos apropiados;
- b) para mantener los instrumentos, la documentación de metadatos y los emplazamientos de observación en buen estado;
- c) para codificar y enviar las observaciones (a falta de sistemas automáticos de codificación y comunicación);
- d) para mantener dispositivos de registro *in situ*, en particular el cambio de mapas, cuando se proporcionen;
- e) para hacer o cotejar registros semanales y/o mensuales de datos climatológicos cuando no se disponga de sistemas automáticos o estos sean inadecuados;
- f) para proporcionar observaciones suplementarias o de reserva cuando el equipo automático no haga observaciones de todos los elementos requeridos o cuando esté fuera de servicio;
- g) para responder a las consultas efectuadas por el público y los especialistas.

Los observadores deberían estar especializados o tener un diploma de un Servicio Meteorológico que acredite su competencia para efectuar observaciones con arreglo a las normas exigidas. Deberían ser capaces de interpretar las instrucciones sobre el uso de instrumentos y las técnicas manuales aplicables a sus propios sistemas particulares de observación. Las orientaciones sobre los requisitos de formación en instrumentos de los observadores figuran en el capítulo 5 de la parte IV.

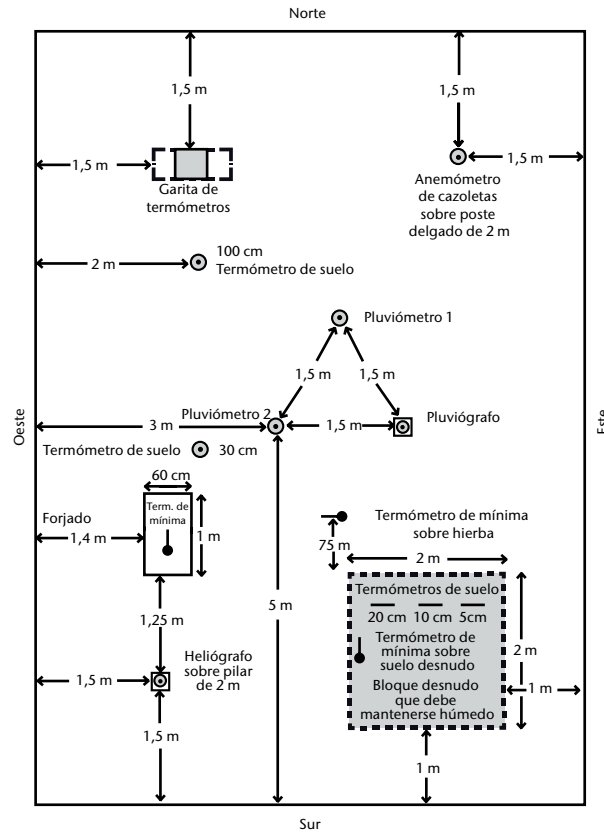
### 1.3.3 Emplazamiento y exposición

#### 1.3.3.1 Elección del emplazamiento

Las estaciones meteorológicas de observación están concebidas de modo que se puedan efectuar mediciones (u observaciones) representativas según el tipo de la estación de que se trate. Por tanto, una estación de la red sinóptica debería hacer observaciones que se ajusten a los requisitos de la escala sinóptica, en tanto que una estación de observación meteorológica aeronáutica debería hacer observaciones que describan las condiciones específicas del emplazamiento local (aeródromo). Cuando las estaciones se utilizan con diversos fines, por ejemplo, aeronáuticos, sinópticos y climatológicos, los requisitos más estrictos determinarán la ubicación precisa de un emplazamiento de observación y sus sensores asociados. En OMM (1993) figura un estudio detallado sobre el emplazamiento y la exposición.

Por ejemplo, las siguientes consideraciones se aplican a la elección del emplazamiento y a los requisitos de exposición de los instrumentos de una estación sinóptica o climatológica típica en una red regional o nacional:

- a) Los instrumentos exteriores deberían instalarse en terreno llano, a poder ser de una dimensión no inferior a 25 m por 25 m cuando haya muchas instalaciones, pero en los casos en los que haya relativamente pocas instalaciones (como en la figura 1.1) el terreno puede ser mucho más pequeño, por ejemplo de 10 m por 7 m (el recinto). El terreno debería estar cubierto de hierba corta o de una superficie representativa de la localidad, rodeada de una cerca o estacas para impedir la entrada de personas no autorizadas. En el recinto, se reserva una parcela de unos 2 m por 2 m para las observaciones referentes al estado del suelo y su temperatura a profundidades iguales o inferiores a 20 cm (capítulo 2 de la parte I) (las temperaturas del suelo a profundidades superiores a los 20 cm pueden medirse fuera de esta parcela). La figura 1.1 muestra un ejemplo de la distribución de dicha estación (tomado de OMM, 2010c).



**Figura 1.1. Disposición de una estación de observación en el hemisferio norte que muestra las distancias mínimas entre las instalaciones**

- b) No debería haber laderas empinadas en las proximidades, y el emplazamiento no debería encontrarse en una hondonada. Si no se cumplen estas condiciones, las observaciones pueden presentar peculiaridades de importancia únicamente local.
- c) El emplazamiento debería estar suficientemente alejado de árboles, edificios, muros u otros obstáculos. La distancia entre cualquiera de esos obstáculos (incluidas las vallas) y el pluviómetro no debería ser inferior al doble de la altura del objeto por encima del borde del aparato, y preferentemente debería cuadruplicar la altura.
- d) El registrador de luz solar, el pluviómetro y el anemómetro han de exponerse de manera que satisfagan sus requisitos, y, preferentemente, en el mismo lugar que los demás instrumentos.
- e) Cabe señalar que el recinto tal vez no sea el mejor lugar para estimar la velocidad y dirección del viento, por lo que quizás convenga elegir un punto de observación más expuesto al viento.
- f) Los emplazamientos muy abiertos, que son adecuados para la mayoría de los instrumentos, resultan inapropiados para los pluviómetros. En tales lugares, la captación del agua de lluvia es reducida, salvo en condiciones de vientos débiles, y se necesita algún tipo de protección.
- g) Cuando haya árboles o edificios a cierta distancia del entorno del recinto de instrumentos que impidan divisar con suficiente amplitud el horizonte, deberían elegirse otros puntos para las observaciones de luz solar o radiación.

- h) El lugar desde donde se realice la observación de las nubes y de la visibilidad debería ser lo más despejado posible y permitir la visión más amplia posible del cielo y del paraje circundante.
- i) En las estaciones costeras, conviene que desde la estación pueda dominarse el mar abierto. Sin embargo, no debería estar demasiado cerca del borde de un acantilado porque los remolinos de viento que este provoque afectarán a las mediciones de la precipitación y el viento.
- j) El mejor lugar para realizar observaciones de nubes y visibilidad durante la noche es un emplazamiento no afectado por luces extrañas.

Es obvio que algunas de las consideraciones antes señaladas son en cierto modo contradictorias y requieren soluciones intermedias. En los capítulos siguientes se ofrece información pormenorizada sobre los diferentes instrumentos y mediciones.

### 1.3.3.2 **Coordenadas de la estación**

La posición de una estación indicada en el Sistema geodésico mundial 1984 (WGS-84) y su modelo geodésico terrestre 96 (EGM96) debe conocerse y registrarse con precisión<sup>3</sup>. Las coordenadas de una estación son (de conformidad con OMM, 2010c):

- a) la latitud en grados, minutos y segundos enteros;
- b) la longitud en grados, minutos y segundos enteros;
- c) la altura de la estación sobre el nivel medio del mar<sup>4</sup>, es decir, la elevación de la estación, en metros (hasta el segundo decimal).

Estas coordenadas se refieren a la parcela desde la que se efectúan las observaciones y pueden ser distintas de las de la ciudad, el pueblo o el aeródromo que dan el nombre a la estación. Si se desea una mayor resolución de las coordenadas, puede emplearse el mismo procedimiento que se aplica a la elevación, tal como se explica más adelante.

La elevación de la estación se define como la altura sobre el nivel medio del mar del terreno en que se encuentra el pluviómetro o, cuando no lo hubiere, del terreno situado bajo la garita del termómetro. Si no hay pluviómetro ni garita, la elevación viene dada por el nivel medio del terreno en las proximidades de esta estación. Si la estación proporciona datos sobre la presión, la elevación a la cual se refiere la presión de la estación ha de especificarse por separado. Se trata del nivel de referencia al que se refieren los informes barométricos en la estación; esos valores barométricos se denominan “presión en la estación”, y se sobrentiende que se refieren al nivel indicado para dar continuidad a los registros de presión (OMM, 2010f).

Si la estación se encuentra en un aeródromo, han de especificarse otras elevaciones (véanse el capítulo 2 de la parte II y OMM, 2014). En OMM (1992) se dan definiciones de medidas de la altura y del nivel medio del mar.

### 1.3.3.3 **Funcionamiento de equipos en entornos extremos**

Realizar observaciones continuas durante y después de los fenómenos hidrometeorológicos extremos es sumamente importante, tanto para apoyar las actividades de recuperación como para prepararse ante fenómenos futuros. En el anexo 1.D se describen las estrategias de atenuación de peligros comunes.

<sup>3</sup> Para una explicación sobre el WGS-84 y las cuestiones relativas al registro, véase Organización de Aviación Civil Internacional (2002).

<sup>4</sup> La definición de nivel medio del mar (NMM) figura en OMM (1992). El nivel de referencia predeterminado del NMM debería ser un geoide bien definido, como el EGM96 del WGS-84. [Geoide: superficie equipotencial del campo gravitatorio terrestre que mejor se ajusta, en el sentido de los mínimos cuadrados, al NMM mundial].

### 1.3.4 **Cambios de instrumentos y homogeneidad**

Las características de un emplazamiento de observación cambian generalmente con el transcurso del tiempo; por ejemplo, debido al crecimiento de árboles o a la construcción de edificios en terrenos adyacentes. Los emplazamientos deberían elegirse de manera que se reduzcan al mínimo estos efectos, cuando sea posible. Debería mantenerse y actualizarse regularmente la documentación relativa a los rasgos geográficos y a la exposición del emplazamiento, que constituiría parte de los metadatos (véanse el anexo 1.C y OMM, 2003).

Es particularmente importante minimizar los efectos de los cambios de instrumentos y/o de los cambios de emplazamiento de instrumentos específicos. Aunque se conozcan bien las características estáticas de los nuevos instrumentos, cuando estos se utilizan operativamente pueden introducir cambios aparentes en la climatología del emplazamiento. Para obviar esta eventualidad, las observaciones realizadas con nuevos instrumentos deberían compararse durante un amplio período (al menos un año; véase la *Guía de prácticas climatológicas* (OMM, 2011a)) antes de abandonar el sistema de medición previo. Lo mismo se aplica en caso de un cambio de emplazamiento. Si este procedimiento no puede aplicarse en todos los emplazamientos, es esencial realizar comparaciones en emplazamientos representativos seleccionados, para tratar de deducir cambios en los datos de medición que pueden deberse a una nueva tecnología o a cambios forzados de emplazamiento.

### 1.3.5 **Inspección y mantenimiento**

#### 1.3.5.1 ***Inspección de las estaciones***

Todas las estaciones sinópticas terrestres y las estaciones climatológicas principales deberían inspeccionarse al menos una vez cada dos años. Las estaciones meteorológicas agrícolas y las estaciones especiales deberían inspeccionarse a intervalos suficientemente cortos para garantizar el mantenimiento de una elevada calidad de las observaciones, así como el correcto funcionamiento de los instrumentos.

El principal objetivo de dichas inspecciones es cerciorarse de que:

- a) el emplazamiento y la exposición de los instrumentos sean conocidos, aceptables y estén debidamente documentados;
- b) los instrumentos sean del tipo autorizado, estén en buen estado y sean contrastados regularmente con sus instrumentos patrón, según proceda;
- c) exista uniformidad en los métodos de observación y en los procedimientos para el cálculo de magnitudes derivadas de las observaciones;
- d) los observadores sean competentes para realizar sus tareas;
- e) los metadatos estén actualizados.

En la sección 1.5 se ofrece más información sobre la normalización de instrumentos.

#### 1.3.5.2 ***Mantenimiento***

El emplazamiento y los instrumentos de observación deberían recibir un mantenimiento regular para evitar un deterioro significativo de la calidad de las observaciones entre las distintas inspecciones de las estaciones. Los programas de mantenimiento periódico (preventivo) comprenden el cuidado regular de los emplazamientos de observación (por ejemplo, corte de la hierba y limpieza de las superficies de los instrumentos expuestos), así como la verificación de los instrumentos automáticos recomendada por los fabricantes. Las verificaciones rutinarias del control de la calidad realizadas en la estación o en un punto central deberían estar pensadas para detectar las averías del equipo lo antes posible. Según el tipo de avería y de estación,

debería efectuarse un mantenimiento correctivo (sustitución o reparación de los instrumentos) con arreglo a las prioridades y a la periodicidad convenidas. Como parte de los metadatos, es especialmente importante llevar un registro de las averías de los instrumentos y de los cambios de exposición, y tomar medidas correctivas cuando los datos se utilicen con fines climatológicos.

En OMM (2010c) figura más información sobre la inspección y gestión de estaciones.

## 1.4 REQUISITOS GENERALES QUE HAN DE CUMPLIR LOS INSTRUMENTOS

### 1.4.1 Características convenientes

Los requisitos más importantes que han de satisfacer los instrumentos meteorológicos son los siguientes:

- a) incertidumbre, según el requisito especificado para la variable de que se trate;
- b) fiabilidad y estabilidad;
- c) facilidad de funcionamiento, calibración y mantenimiento;
- d) sencillez de diseño que sea coherente con los requisitos;
- e) durabilidad;
- f) nivel de costo aceptable de los instrumentos, los bienes fungibles y las piezas de recambio;
- g) condiciones de seguridad para el personal y el entorno.

Con respecto a los dos primeros requisitos, es importante que un instrumento pueda mantener la incertidumbre conocida durante un largo período. Esto es mucho mejor que tener un alto nivel de confianza inicial (es decir, incertidumbre baja) que no puede mantenerse durante mucho tiempo en condiciones operativas.

Las calibraciones iniciales de los instrumentos revelarán, en general, desviaciones del resultado ideal, por lo que será preciso efectuar correcciones en los datos observados durante las operaciones normales. Es importante conservar las correcciones con los instrumentos en el emplazamiento de observación y dar a los observadores indicaciones claras sobre su uso.

La sencillez, la robustez y la facilidad de funcionamiento y mantenimiento son importantes, ya que la mayoría de los instrumentos meteorológicos se utilizan continuamente, año tras año, y pueden estar situados lejos de las instalaciones de reparación adecuadas. Una construcción robusta resulta especialmente conveniente en los instrumentos que están total o parcialmente expuestos a la intemperie. A menudo, si se reúnen estas características, será posible reducir los gastos generales para proporcionar buenas observaciones, compensándose así el costo inicial.

Al utilizar instrumentos que contengan químicos peligrosos, deben aplicarse procedimientos de seguridad apropiados (véanse en particular las orientaciones sobre el mercurio (capítulo 3 de la parte I (sección 3.2.7) y el capítulo 8 de la parte II (secciones 8.5 y 8.6)). El Convenio de Minamata sobre el Mercurio del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) entró en vigor en octubre de 2013, y tendrá repercusiones significativas en la utilización del mercurio para aplicaciones meteorológicas.

### 1.4.2 Instrumentos registradores

En muchos de los instrumentos registradores utilizados en meteorología, el movimiento del elemento de detección es amplificado por palancas que mueven una pluma sobre una banda de papel adosada a un tambor accionado, a su vez, por un aparato de relojería. Estos registradores

deberían estar lo más exentos posible de fricción, no solamente en los cojinetes, sino también entre la pluma y el papel. Se debería disponer de algún medio para ajustar la presión de la pluma sobre el papel, aunque dicha presión debería reducirse al mínimo que permita lograr un trazo continuo legible. En los registradores accionados por un aparato de relojería debería disponerse también de medios para registrar las horas. Al diseñar instrumentos registradores para utilizarlos en climas fríos hay que cuidar especialmente de que su funcionamiento no resulte afectado adversamente por fríos extremos y por la humedad, y de que los observadores puedan realizar los procedimientos habituales (registro de las horas, etc.), aunque lleven guantes.

Los instrumentos registradores deberían compararse frecuentemente con instrumentos de lectura directa.

Cada vez es mayor el número de instrumentos que utilizan registros electrónicos en cinta magnética o en microcircuitos de semiconductores. Muchas de las consideraciones especificadas para los cojinetes, la fricción y el funcionamiento con tiempo frío se aplican también a los componentes mecánicos de estos instrumentos.

## 1.5 NORMAS Y DEFINICIONES DE MEDICIÓN

### 1.5.1 Definiciones de los patrones de medición

Con los términos “patrón” y otros similares se conocen los diversos instrumentos, métodos y escalas utilizados para conocer la incertidumbre de las mediciones. El *Vocabulario Internacional de Metrología. Conceptos fundamentales y generales, y términos asociados (VIM)* contiene una nomenclatura para los patrones de medición, que fue elaborada simultáneamente por la Oficina Internacional de Pesas y Medidas (BIPM), la Comisión Electrotécnica Internacional (IEC), la Federación Internacional de Química Clínica y Medicina de Laboratorio (IFCC), la Cooperación Internacional de Acreditación de Laboratorios (ILAC), la Organización Internacional de Normalización (ISO), la Unión Internacional de Química Pura y Aplicada (IUPAC), la Unión Internacional de Física Pura y Aplicada (IUPAP) y la Organización Internacional de Metrología Legal (OIML), y publicada por el Comité Conjunto para las Guías en Metrología (JCGM). La versión actual es la JCGM 200:2012, que puede consultarse en <http://www.bipm.org/en/publications/guides/vim.html> y su traducción al español, en <http://www.cem.es/sites/default/files/vim-cem-2012web.pdf>. A continuación figuran algunas definiciones:

*Patrón de medición*: realización de la definición de una magnitud dada, con un valor determinado y una incertidumbre de medición asociada, utilizada como referencia.

Ejemplo 1: patrón de medición másico de 1 kg con una incertidumbre tipo asociada de 3  $\mu\text{g}$ .

Ejemplo 2: resistor patrón de medición de 100  $\Omega$  con una incertidumbre tipo asociada de 1  $\mu\Omega$ .

*Patrón de medición internacional (patrón internacional)*: patrón reconocido por los firmantes de un acuerdo internacional con la intención de ser utilizado mundialmente.

Ejemplo 1: el prototipo internacional del kilogramo.

*Patrón de medición nacional (patrón nacional)*: patrón reconocido por una autoridad nacional para servir, en un Estado o una economía, como base para la asignación de valores a otros patrones magnitudes de la misma naturaleza.

*Patrón de medición primario (patrón primario)*: patrón establecido mediante un procedimiento de medida primario o creado como un objeto, elegido por convenio.



Ejemplo 1: patrón primario de concentración de cantidad de una sustancia preparado mediante la disolución de una cantidad de sustancia conocida de un componente químico en un volumen de solución conocido.

Ejemplo 2: patrón primario de presión basado en mediciones separadas de fuerza y de área.

*Patrón de medición secundario (patrón secundario):* patrón establecido por medio de una calibración respecto a un patrón primario de una magnitud de la misma naturaleza.

*Patrón de medición de referencia (patrón de referencia):* patrón designado para la calibración de otros patrones de magnitudes de la misma naturaleza en una organización o un lugar dado.

*Patrón de medición de trabajo (patrón de trabajo):* patrón utilizado habitualmente para calibrar o verificar instrumentos o sistemas de medida.

Notas:

1. Un patrón de trabajo se calibra normalmente respecto de un patrón de referencia.
2. Un patrón de trabajo utilizado con fines de verificación también suele denominarse "patrón de verificación" o "patrón de control".

*Dispositivo de medición de transferencia (dispositivo de transferencia):* dispositivo utilizado como intermediario para comparar patrones de medición.

Nota: A veces, los patrones pueden utilizarse como dispositivos de transferencia.

*Patrón de medición viajero o itinerante (patrón itinerante):* patrón de medición, algunas veces de fabricación especial, destinado a ser transportado entre diferentes lugares.

*Patrón colectivo:* serie de medidas materiales o instrumentos de medición similares que cumplen, mediante su uso combinado, la función de un patrón.

Ejemplo: la Referencia Radiométrica Mundial.

Notas:

1. Normalmente, un patrón colectivo suele estar destinado a proporcionar un solo valor de una magnitud.
2. El valor proporcionado por un patrón colectivo es una media apropiada de los valores proporcionados por cada uno de los instrumentos.

*Trazabilidad:* propiedad del resultado de una medición o del valor de un patrón que permite relacionarlo con referencias especificadas, generalmente patrones nacionales e internacionales, a través de una cadena ininterrumpida de comparaciones, todas con incertidumbres especificadas.

*Trazabilidad metrológica:* propiedad de un resultado de medida por la cual el resultado puede relacionarse con una referencia mediante una cadena ininterrumpida y documentada de calibraciones, cada una de las cuales contribuye a la incertidumbre de medida.

*Calibración:* operación que, en condiciones especificadas, establece, en una primera etapa, una relación entre los valores y sus incertidumbres de medida asociadas obtenidas a partir de los patrones de medida, y las correspondientes indicaciones con sus incertidumbres asociadas y, en una segunda etapa, utiliza esta información para establecer una relación que permita obtener un resultado de medida a partir de una indicación.

Notas:

1. Una calibración puede expresarse mediante un enunciado, una función de calibración, un diagrama de calibración, una curva de calibración o una tabla de calibración. En ciertos casos, puede consistir en una corrección aditiva o multiplicativa de la indicación con una incertidumbre de medición asociada.
2. La calibración no debería confundirse con la operación de ajuste de un sistema de medición, a la que, a menudo, se denomina erróneamente "autocalibración", ni con la verificación de la calibración.



## 1.5.2 Procedimientos de normalización

Con objeto de controlar eficazmente la normalización de los instrumentos meteorológicos a escala nacional e internacional, la OMM ha adoptado un sistema de patrones nacionales y regionales. Los CRI pueden apoyar la normalización de las mediciones meteorológicas y medioambientales conexas y la garantía de la trazabilidad de las normas de los Miembros al Sistema Internacional de Unidades (SI) (anexo 1.A). Las ubicaciones de los patrones regionales para la presión y la radiación se indican en el capítulo 3 de la parte I (anexo 3.B) y en el capítulo 7 de la parte I (anexo 7.C), respectivamente. En general, los patrones regionales son designados por las asociaciones regionales, y los patrones nacionales, por cada uno de los Miembros. Salvo que se especifique otra cosa, los instrumentos designados como patrones regionales y nacionales deberían compararse mediante patrones itinerantes, al menos una vez cada cinco años. No es indispensable que los instrumentos utilizados como patrones itinerantes tengan la incertidumbre de los patrones primarios o secundarios; sin embargo, deberían ser lo suficientemente robustos como para soportar el transporte sin que cambie su calibración.

Análogamente, los instrumentos utilizados en la práctica en un Servicio deberían compararse periódicamente, directa o indirectamente, con los patrones nacionales. Las comparaciones de instrumentos dentro de un Servicio deberían realizarse, en la medida de lo posible, en el momento en que los instrumentos se envían a una estación y, posteriormente, durante cada una de las inspecciones periódicas de la estación, tal y como se recomienda en la sección 1.3.5. Los instrumentos patrón portátiles utilizados por los inspectores deberían verificarse con los instrumentos patrón del Servicio antes y después de cada gira de inspección.

Deberían efectuarse comparaciones entre instrumentos operativos de diferentes diseños (o principios de funcionamiento), para garantizar la homogeneidad de las mediciones en el espacio y en el tiempo (véase la sección 1.3.4).

## 1.5.3 Símbolos, unidades y constantes

### 1.5.3.1 Símbolos y unidades

Las mediciones efectuadas con instrumentos proporcionan valores numéricos. La finalidad de estas mediciones consiste en obtener magnitudes físicas o meteorológicas que representen las condiciones de la atmósfera local. Para las actividades meteorológicas, las lecturas de los instrumentos representan variables, tales como la "presión atmosférica", "la temperatura del aire" o "la velocidad del viento". Habitualmente, una variable con el símbolo  $a$  se representa como  $a = \{a\} \cdot [a]$ , donde  $\{a\}$  constituye el valor numérico y  $[a]$  representa el símbolo de la unidad. Los principios generales relativos a las magnitudes, las unidades y los símbolos se especifican en ISO (2009) y en IUPAP (1987). Se debería utilizar el Sistema Internacional de Unidades como sistema de unidades para la evaluación de los elementos meteorológicos incluidos en los informes destinados al intercambio internacional. La Oficina Internacional de Pesas y Medidas (BIPM, 2006) se encarga de publicar y actualizar este sistema. El Instituto Nacional de Normas y Tecnología (NIST, 2008) y la ISO (2009) publican guías para la utilización del SI. Las variables que no hayan sido definidas como un símbolo internacional por el Sistema Internacional de Magnitudes pero que se utilizan comúnmente en la meteorología, pueden encontrarse en las *International Meteorological Tables* (Tablas meteorológicas internacionales) (OMM, 1966) y en los capítulos correspondientes de la presente Guía.

En las observaciones meteorológicas deberían utilizarse las siguientes unidades:

- a) presión atmosférica,  $p$ , en hectopascales (hPa)<sup>5</sup>;
- b) temperatura,  $t$ , en grados Celsius (°C), o  $T$ , en kelvines (K);

<sup>5</sup> La unidad "pascal" es la principal unidad derivada del SI para indicar la magnitud de la presión. La unidad y símbolo "bar" es una unidad que no pertenece al SI; en cualquier documento donde se emplee, esta unidad (bar) debería definirse en relación con el SI. Se recomienda dejar de utilizarla. Por definición, 1 mbar (milibar) = 1 hPa (hectopascal).

Nota: Las escalas de temperatura Celsius y Kelvin deberían adaptarse a la definición exacta de la Escala Internacional de Temperatura (EIT) (EIT de 1990 (EIT-90), véase BIPM, 1990).

- c) velocidad del viento, tanto en las observaciones de superficie como en altitud, en metros por segundo ( $\text{m s}^{-1}$ );
- d) dirección del viento en grados dextrorsum (en el sentido de las agujas del reloj) a partir del norte verdadero o en la escala 0–36, donde 36 es el viento del norte verdadero y 09 el viento del este verdadero ( $^{\circ}$ );
- e) humedad relativa,  $U$ , en porcentaje (%);
- f) precipitación (cantidad total) en milímetros (mm) o en kilogramos por metro cuadrado ( $\text{kg m}^{-2}$ )<sup>6</sup>;
- g) intensidad de la precipitación,  $R_p$ , en milímetros por hora ( $\text{mm h}^{-1}$ ) o en kilogramos por metro cuadrado y segundo ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )<sup>7</sup>;
- h) equivalente en agua de la nieve en kilogramos por metro cuadrado ( $\text{kg m}^{-2}$ );
- i) evaporación en milímetros (mm);
- j) visibilidad en metros (m);
- k) irradiancia en vatios por metro cuadrado y exposición radiante en julios por metro cuadrado ( $\text{W m}^{-2}$ ,  $\text{J m}^{-2}$ );
- l) duración de la insolación en horas (h);
- m) altura de las nubes en metros (m);
- n) nubosidad en octas;
- o) geopotencial, utilizado en las observaciones en altitud, en metros geopotenciales tipo ( $\text{m}'$ ).

Nota: La altura, el nivel o la altitud se presentan con respecto a una referencia bien definida. Las referencias habituales son el nivel medio del mar, la altitud de la estación o la aeronave a 1 013,2 hPa.

El metro geopotencial tipo se define como 0,980 665 del metro dinámico; para los niveles de la troposfera, el geopotencial se aproxima en valor numérico a la altura expresada en metros.

### 1.5.3.2 **Constantes**

Se han adoptado las siguientes constantes para uso meteorológico:

- a) temperatura absoluta del punto normal de hielo  $T_0 = 273,15 \text{ K}$  ( $t = 0,00 \text{ }^{\circ}\text{C}$ );
- b) temperatura absoluta del punto triple del agua  $T = 273,16 \text{ K}$  ( $t = 0,01 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ), según se define en la EIT-90;
- c) aceleración normal de la gravedad ( $g_n$ ) =  $9,806 65 \text{ m s}^{-2}$ ;
- d) densidad del mercurio a  $0 \text{ }^{\circ}\text{C} = 1,359 51 \cdot 10^4 \text{ kg m}^{-3}$ .

Los valores de otras constantes se indican en OMM (1966 y 2011b).

<sup>6</sup> Suponiendo que 1 mm sea igual a 1  $\text{kg m}^{-2}$  independientemente de la temperatura.

<sup>7</sup> Recomendación 3 (CSB-XII), anexo 1, adoptada mediante la Resolución 4 (EC-LIII).

## 1.6 INCERTIDUMBRE DE LAS MEDICIONES

### 1.6.1 Mediciones meteorológicas

#### 1.6.1.1 Generalidades

Esta sección trata de las definiciones que corresponden a la evaluación de la exactitud y a la medición de las incertidumbres en las mediciones físicas, y concluye con las especificaciones de las incertidumbres requeridas y alcanzables en meteorología. En primer lugar, se examinan algunas cuestiones que surgen particularmente en las mediciones meteorológicas.

El término *medición* se define minuciosamente en la sección 1.6.2, pero en la mayor parte de esta Guía se utiliza en un sentido menos estricto con el significado de proceso de medición o su resultado, que también puede denominarse “observación”. Una *muestra* es una sola medición, en general, una de una serie de lecturas puntuales o instantáneas de un sistema de sensores, de la que se obtiene un valor medio o suavizado para hacer una observación. En los capítulos 2 y 3 de la parte IV se ofrece un enfoque más teórico de este aspecto.

Los términos *exactitud*, *error* e *incertidumbre* se definen minuciosamente en la sección 1.6.2, en la que se explica que la exactitud es un término cualitativo cuya expresión numérica es la incertidumbre. Esta constituye una práctica idónea y es la que se ha adoptado en la presente Guía. Anteriormente, se procedía al uso común y menos preciso de exactitud como en “una exactitud de  $\pm x$ ”, que debería leerse “una incertidumbre de  $x$ ”.

#### 1.6.1.2 Fuentes y estimaciones de error

Las fuentes de error en las diversas mediciones meteorológicas se tratan en forma detallada en los siguientes capítulos de la Guía pero, en general, pueden considerarse como la acumulación producida a través de la cadena de trazabilidad y de las condiciones de medición.

Como ejemplo para analizar la manera en que surgen los errores conviene tomar la temperatura del aire, pero también se puede adaptar fácilmente el siguiente razonamiento a la presión, al viento y a otras magnitudes meteorológicas. En lo que respecta a la temperatura, las fuentes de error en una medición individual son las siguientes:

- a) Errores en los patrones internacionales, nacionales y de trabajo, y en las comparaciones realizadas entre ellos. Pueden considerarse desdeñables para aplicaciones meteorológicas.
- b) Errores en las comparaciones entre los patrones de trabajo, itinerantes y/o de verificación y los instrumentos de campo utilizados en el laboratorio o en los baños líquidos sobre el terreno (si así se establece la trazabilidad). Son pequeños si el método es idóneo (por ejemplo, con una incertidumbre de  $\pm 0,1$  K en el nivel de confianza del 95%, incluidos los errores mencionados en el apartado a)), pero pueden muy bien ser mayores, según las aptitudes del operador y la calidad del equipo.
- c) No linealidad, deriva, repetibilidad y reproducibilidad en el termómetro sobre el terreno y su transductor (según el tipo de elemento de termómetro).
- d) Grado de eficacia de la transferencia de calor entre el elemento del termómetro y el aire en la garita meteorológica, que debería garantizar que el elemento se encuentra en equilibrio térmico con el aire (relacionado con la constante de tiempo o el coeficiente de retardo del sistema). En una garita ventilada y de diseño apropiado este error será muy pequeño, pero en otros casos puede ser grande.
- e) Grado de eficacia de la garita meteorológica, que debería garantizar que el aire de la garita se encuentre a la misma temperatura que el aire inmediatamente circundante. Cuando el diseño de la garita es adecuado, este error es pequeño, pero la diferencia entre una garita eficaz y otra ineficaz puede ser de 3 °C o más, en algunas circunstancias.

- f) Exposición, que debería garantizar que la garita se encuentre a una temperatura representativa de la región que se ha de vigilar. Las fuentes y sumideros de calor próximos (edificios u otras superficies no representativas que rodeen o estén por debajo de la garita) y la topografía (montículos y límites de separación entre superficies de tierra y agua) pueden dar lugar a errores importantes. Los metadatos de la estación deberían ofrecer una descripción adecuada de la exposición que se actualice periódicamente (véase el anexo 1.C) para informar a los usuarios de datos acerca de los posibles errores de exposición.

En todos los apartados anteriores surgen errores sistemáticos y errores aleatorios. Es posible reducir los efectos de las fuentes de error d) a f) si las operaciones se llevan a cabo cuidadosamente y se dispone de un terreno propicio para el emplazamiento; de lo contrario, estas fuentes pueden dar lugar a un error general muy grande. Sin embargo, a veces no se tienen en cuenta al examinar los errores, como si la calibración del sensor en un laboratorio pudiera definir completamente el error total.

En meteorología es difícil establecer el valor verdadero (Linacre, 1992). Comparando sobre el terreno instrumentos bien diseñados pueden determinarse las características de los instrumentos para dar una buena estimación de la incertidumbre derivada de los apartados a) a e) anteriores. Si se ha documentado debidamente la exposición de la estación, los efectos de la exposición imperfecta pueden corregirse sistemáticamente para algunos parámetros (por ejemplo, para el viento; véase OMM, 2002) y para otros deberían estimarse.

Si la región cuenta con suficientes estaciones fiables, un procedimiento operativo eficaz de control de calidad lo constituye la comparación de los datos de la estación con los campos analizados numéricamente que utilizan datos de las estaciones vecinas. Las diferencias entre las observaciones individuales en la estación y los valores interpolados del campo analizado se deben a los errores en el campo, así como a la calidad del funcionamiento de la estación. Sin embargo, durante un período dado, el error medio en cada punto del campo analizado puede ser considerado cero si las estaciones circundantes son adecuadas para efectuar un buen análisis. En ese caso, es posible calcular las desviaciones media y típica de las diferencias entre la estación y el campo analizado y pueden considerarse como los errores en el sistema de medición de la estación (incluidos los efectos de exposición). La incertidumbre en la estimación del valor medio durante un largo período puede resultar, pues, muy reducida (si las circunstancias en la estación no cambian), lo cual sirve de base para estudiar el cambio climático.

### 1.6.2 Definiciones de mediciones y errores de medición

La siguiente terminología relativa a la exactitud de las mediciones se basa en JCGM (2012), que contiene numerosas definiciones aplicables a las prácticas de las observaciones meteorológicas. En ISO/IEC (2008) y JCGM (2008) se proporcionan orientaciones prácticas sumamente útiles y detalladas sobre el cálculo y la expresión de la incertidumbre en las mediciones.

*Medición:* proceso que consiste en obtener experimentalmente uno o varios valores que pueden atribuirse razonablemente a una magnitud.

Nota: Las operaciones pueden realizarse automáticamente.

*Resultado de una medición:* conjunto de valores de una magnitud atribuidos a un mesurando, acompañados de cualquier otra información relevante disponible.

Notas:

1. Cuando se da un resultado, debería precisarse si se refiere a la indicación, al resultado incorrecto o al resultado correcto, y si se han promediado varios valores.
2. La especificación completa de los resultados de una medición comprende información sobre la incertidumbre de la medición.

*Resultado corregido:* resultado de una medición después de corregir el error sistemático.

*Valor (de una magnitud)*: conjunto formado por un número y una referencia, que constituye la expresión cuantitativa de una magnitud.

Ejemplo: longitud de una varilla: 5,34 m.

*Valor verdadero (de una magnitud)*: valor de una magnitud coherente con la definición de la magnitud.

$$\langle \text{valor verdadero} \rangle = \langle \text{valor medido} \rangle \pm \langle \text{incertidumbre} \rangle$$

Notas:

1. Valor que se obtendría con una medición perfecta.
2. Los valores verdaderos son, por su propia naturaleza, indeterminados.

*Exactitud (de una medición)*: término cualitativo referido a la proximidad entre un valor medido y un valor verdadero de un mesurando. La exactitud de medida se interpreta a veces como la proximidad entre los valores medidos atribuidos al mesurando. Aunque puede hablarse de la mayor o menor exactitud de un instrumento o de una medición, la medida cuantitativa de la exactitud se expresa en términos de incertidumbre.

*Incertidumbre*: parámetro no negativo que caracteriza la dispersión de los valores atribuidos a un mesurando a partir de la información que se utiliza.

*Repetibilidad*: proximidad entre las indicaciones o los valores medidos de un mismo objeto o de objetos similares bajo un conjunto de condiciones que incluye el mismo procedimiento de medida, los mismos operadores, el mismo sistema de medida, las mismas condiciones de operación y el mismo lugar, así como mediciones repetidas durante un período corto de tiempo.

Nota: En ISO (1994a) e ISO (1994b) se proporcionan los términos estadísticos pertinentes.

*Reproducibilidad*: proximidad entre las indicaciones o los valores medidos obtenidos de un mismo objeto o de objetos similares bajo un conjunto de condiciones que incluye diferentes lugares, operadores y sistemas de medida, y mediciones repetidas.

*Error (de medición)*: diferencia entre un valor medido de una magnitud y un valor de referencia.

*Sesgo instrumental*: diferencia entre la media de las indicaciones repetidas y un valor de referencia.

*Error aleatorio*: componente del error de medida que, en mediciones repetidas, varía de manera impredecible.

Notas:

1. El error aleatorio de una medición es igual a la diferencia entre el error de la medición y el error sistemático de la medición.
2. Un valor de referencia de un error aleatorio de una medición es la media que resultaría de un número infinito de mediciones repetidas del mismo mesurando.

*Error sistemático*: componente del error de medida que, en mediciones repetidas, permanece constante o varía de manera predecible.

Notas:

1. El error sistemático de una medición es igual a la diferencia entre el error de la medición y el error aleatorio de la medición.
2. Al igual que ocurre con el valor verdadero, el error sistemático y sus causas no pueden conocerse totalmente.

*Corrección*: compensación de un efecto sistemático estimado.

Para mayor comodidad, en el capítulo 4 de la parte IV se repiten algunas definiciones.

### 1.6.3 Características de los instrumentos

Se han extraído de JCGM (2012) otras propiedades de instrumentos que es preciso conocer para evaluar su incertidumbre.

*Sensibilidad*: cociente entre la variación de una indicación de un sistema de medida y la variación correspondiente del valor de la magnitud medida.

Nota: La sensibilidad de un sistema de medición puede depender del valor de la magnitud medida.

*Umbral de discriminación*: máxima variación del valor de la magnitud medida que no causa variación detectable de la indicación correspondiente.

*Resolución*: mínima variación de la magnitud medida que da lugar a una variación perceptible de la indicación correspondiente.

*Histéresis*: propiedad de un instrumento de medida según la cual su respuesta a determinado estímulo depende de la secuencia de los estímulos precedentes.

*Estabilidad (de un instrumento)*: propiedad de un instrumento de medida por la que este conserva constantes sus características metrológicas a lo largo del tiempo.

*Deriva*: variación continua o incremental de una indicación a lo largo del tiempo, debida a variaciones de las características metrológicas de un instrumento de medida.

*Tiempo de respuesta a un escalón*: intervalo de tiempo comprendido entre el instante en que un valor de la magnitud de entrada de un instrumento o sistema de medida sufre un cambio brusco entre dos valores constantes especificados, y el instante en que la indicación correspondiente se mantiene los límites especificados, alrededor de su valor final en régimen estacionario.

En meteorología se utilizan frecuentemente otras definiciones, como las siguientes:

*Especificaciones de tiempo de respuesta*: con frecuencia se da el tiempo correspondiente al 90% del cambio instantáneo. El tiempo correspondiente al 50% del cambio instantáneo se denomina a veces semitiempo.

*Cálculo del tiempo de respuesta*: en la mayoría de los sistemas sencillos, la respuesta ante un cambio instantáneo es:

$$Y = A(1 - e^{-t/\tau}) \quad (1.1)$$

donde  $Y$  es el cambio después del tiempo transcurrido  $t$ ;  $A$  es la amplitud del cambio instantáneo aplicado;  $t$  es el tiempo transcurrido a partir del cambio instantáneo; y  $\tau$  es una variable característica del sistema que tiene la dimensión del tiempo.

La variable  $\tau$  se denomina constante de tiempo o coeficiente de inercia. Es el tiempo que tarda el instrumento, tras un cambio instantáneo, en alcanzar  $1/e$  de la lectura estable definitiva.

En otros sistemas la respuesta es más complicada y no se examinará en este contexto (véase también el capítulo 2 de la parte IV).

*Error de inercia*: error que puede darse en una serie de mediciones debido al tiempo finito de respuesta del instrumento de observación.

### 1.6.4 Incertidumbres de medición de un solo instrumento

Para la expresión y el cálculo de incertidumbres debería utilizarse ISO/IEC (2008)/JCGM (2008), donde figura una serie de definiciones y métodos prácticos de información detallados, y una exposición completa de métodos estadísticos apropiados, con numerosos ejemplos.

### 1.6.4.1 **Distribuciones estadísticas de las observaciones**

Para determinar la incertidumbre de una medición individual, en primer lugar, se ha de considerar la aplicación de un método estadístico. Para tal fin, se dan las siguientes definiciones (ISO/IEC (2008)/JCGM (2008); JCGM, 2012):

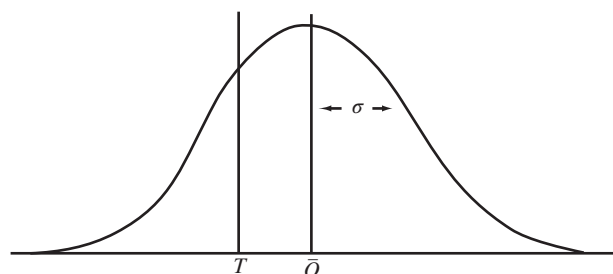
- incertidumbre típica;
- incertidumbre ampliada;
- varianza, desviación típica;
- intervalo de cobertura estadística.

Si se efectúan  $n$  comparaciones de un instrumento operativo manteniendo constantes la variable medida y todas las demás variables significativas, se establece la mejor estimación del valor verdadero utilizando un patrón de referencia, y la variable medida tiene una distribución gaussiana<sup>8</sup>, los resultados pueden representarse como en la figura 1.2.

En esta figura  $T$  es el valor verdadero,  $\bar{O}$  es la media de los  $n$  valores  $O$  observados con un instrumento y  $\sigma$  es la desviación típica de los valores observados con respecto a sus valores medios

En esta situación se pueden identificar las siguientes características:

- El error sistemático, a menudo denominado sesgo, dado por la diferencia algebraica  $\bar{O} - T$ . Los errores sistemáticos no pueden suprimirse pero con frecuencia pueden reducirse. Puede aplicarse un factor de corrección para compensar el efecto sistemático. Normalmente, deberían efectuarse calibraciones y ajustes adecuados para suprimir los errores sistemáticos de los sensores. Los errores sistemáticos ocasionados por efectos del medio ambiente o del emplazamiento solo pueden reducirse.
- El error aleatorio, que surge de variaciones temporales y espaciales impredecibles o estocásticas. La medición de este efecto aleatorio puede expresarse mediante la desviación típica  $\sigma$  determinada tras  $n$  mediciones, donde  $n$  debería ser suficientemente grande. En principio,  $\sigma$  es una medición de la incertidumbre de  $\bar{O}$ .
- La exactitud de la medición, que es el grado de concordancia entre el resultado de una medición y un valor verdadero del mesurando. La exactitud de un instrumento de medición es la capacidad de dar respuestas que se aproximen a un valor verdadero. Cabe señalar que la "exactitud" es un concepto cualitativo.



**Figura 1.2. Distribución de datos en una comparación de instrumentos**

<sup>8</sup> Sin embargo, cabe señalar que algunas variables meteorológicas no siguen una distribución gaussiana. Véase la sección 1.6.4.2.3.



- d) La incertidumbre de una medición, la cual representa un parámetro asociado con el resultado de una medición, que, a su vez, caracteriza la dispersión de los valores que cabe atribuir al mesurando. Las incertidumbres asociadas con los efectos aleatorios y sistemáticos causantes del error pueden evaluarse para expresar la incertidumbre de la medición.

#### 1.6.4.2 **Estimación del valor verdadero**

En la práctica habitual, las observaciones se utilizan para hacer una estimación del valor verdadero. Si no existe un error sistemático o ha sido eliminado de los datos, es posible aproximarse al valor verdadero tomando la media de un gran número de mediciones independientes realizadas cuidadosamente. Cuando se dispone de pocas mediciones, el valor medio tiene una distribución propia y es posible indicar únicamente ciertos límites dentro de los cuales cabe esperar que se halle el valor verdadero. Para proceder así, se ha de elegir una probabilidad estadística (nivel de confianza) para los límites, y es preciso conocer la distribución de errores de las medias.

Natrella (1966) ofrece una explicación muy práctica y clara de este concepto y de otros afines. Una discusión más detallada aparece en Eisenhart (1963).

##### 1.6.4.2.1 **Estimación del valor verdadero: cuando $n$ es grande**

Cuando el número de observaciones  $n$  es grande, la distribución de las medias de las muestras es gaussiana, incluso cuando los propios errores de observación no lo son. En esta situación, o cuando se sabe por otras razones que la distribución de las medias de las muestras es gaussiana, los límites entre los cuales cabe esperar que se halle el valor verdadero de la media se obtienen a partir de las operaciones siguientes:

$$\text{Límite superior:} \quad L_U = \bar{X} + k \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (1.2)$$

$$\text{Límite inferior:} \quad L_L = \bar{X} - k \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (1.3)$$

donde  $\bar{X}$  es el promedio de las observaciones  $\bar{O}$  corregido en función del error sistemático;  $\sigma$  es la desviación típica de toda la población y  $k$  es un factor, de conformidad con el nivel de confianza elegido, que puede obtenerse utilizando la función de la distribución normal.

He aquí algunos valores de  $k$ :

Nivel de confianza	90%	95%	99%
$k$	1,645	1,960	2,575

El nivel de confianza utilizado en la tabla se basa en el supuesto de que el valor verdadero no se encuentre fuera del límite particular (superior o inferior) que ha de calcularse. Cuando se desee determinar el nivel de confianza de modo que el valor verdadero se encuentre entre ambos límites, hay que considerar las zonas exteriores, tanto superior como inferior. Teniendo esto presente, se puede ver que  $k$  toma el valor 1,96 para un 95% de probabilidad de que el valor verdadero de la media se encuentra entre los límites  $L_U$  y  $L_L$ .

##### 1.6.4.2.2 **Estimación del valor verdadero: cuando $n$ es pequeño**

Cuando  $n$  es pequeño, las medias de las muestras siguen la distribución  $t$  de Student, siempre que los errores de observación tengan una distribución gaussiana o casi gaussiana. En esta situación, para un nivel de confianza elegido, se pueden obtener los límites superior e inferior a partir de las operaciones siguientes:



$$\text{Límite superior: } L_U \approx \bar{X} + t \cdot \frac{\hat{\sigma}}{\sqrt{n}} \quad (1.4)$$

$$\text{Límite inferior: } L_L \approx \bar{X} - t \cdot \frac{\hat{\sigma}}{\sqrt{n}} \quad (1.5)$$

donde  $t$  es un factor ( $t$  de Student) que depende del nivel de confianza elegido y del número  $n$  de mediciones; y  $\hat{\sigma}$  es la estimación de la desviación típica de toda la población, efectuada a partir de las mediciones obtenidas, utilizando:

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1} = \frac{n}{n-1} \cdot \sigma_0^2 \quad (1.6)$$

donde  $X_i$  es un valor individual  $O_i$  corregido en función del error sistemático.

He aquí algunos valores de  $t$ :

Nivel de confianza	90%	95%	99%
$df$			
1	6,314	12,706	63,657
4	2,132	2,776	4,604
8	1,860	2,306	3,355
60	1,671	2,000	2,660

donde  $df$  son los grados de libertad, relacionados con el número de mediciones por  $df = n - 1$ . El nivel de confianza utilizado en la tabla se basa en el supuesto de que el valor verdadero no se encuentre fuera del límite particular (superior o inferior) que ha de calcularse. Cuando se desee determinar el nivel de confianza de modo que el valor verdadero se encuentre entre los dos límites, hay que dejar un margen para el caso en que  $n$  sea grande. Teniendo esto presente, se puede ver que  $t$  toma el valor 2,306 para un 95% de probabilidad de que el valor verdadero de la media se encuentre entre los límites  $L_U$  y  $L_L$  cuando la estimación se hace a partir de nueve mediciones ( $df = 8$ ).

Los valores de  $t$  se aproximan a los valores de  $k$  a medida que  $n$  es más grande, y puede verse que los valores de  $k$  son casi igualados por los valores de  $t$  cuando  $df$  es igual a 60. Por esta razón, se utilizan con frecuencia las tablas de  $k$  (en lugar de las tablas de  $t$ ), cuando el número de mediciones de un valor medio es superior a 60, más o menos.

#### 1.6.4.2.3 Estimación del valor verdadero: comentarios adicionales

Los investigadores deberían considerar si es probable que la distribución de errores sea o no gaussiana. La distribución de algunas variables, como la insolación, la visibilidad, la humedad y la altura de la base de las nubes, no es gaussiana y, por consiguiente, su tratamiento matemático ha de hacerse de conformidad con reglas válidas para cada distribución particular (Brooks y Carruthers, 1953).

En la práctica, las observaciones contienen tanto errores aleatorios como sistemáticos. En cada caso, hay que corregir el error sistemático del valor medio observado, si se sabe que existe. Al proceder así, la estimación del valor verdadero resulta imprecisa a causa de los errores aleatorios indicados por las expresiones y debido a cualquier componente desconocido del error sistemático. Deberían establecerse límites de incertidumbre del error sistemático y sumarse los correspondientes a los errores aleatorios para obtener la incertidumbre total. Sin embargo, a menos que la incertidumbre del error sistemático pueda expresarse en términos probabilísticos y combinarse debidamente con el error aleatorio, no se conocerá el nivel de confianza. Por lo tanto, conviene determinar completamente el error sistemático.

### 1.6.4.3 **Expresión de la incertidumbre**

Si se observan efectos aleatorios y sistemáticos, pero no es posible efectuar ni aplicar reducciones o correcciones, debería estimarse la incertidumbre resultante. Esta incertidumbre se determina después de realizar una estimación de la incertidumbre que surge de los efectos aleatorios y de la corrección imperfecta del resultado en función de los efectos sistemáticos. Es una práctica común expresar la incertidumbre como "incertidumbre ampliada" con respecto al "intervalo de cobertura estadística". Con el fin de guardar coherencia con la práctica común que se adopta en metrología, debería utilizarse el 95% del nivel de confianza, o  $k = 2$ , para todos los tipos de mediciones:

$$\langle \text{incertidumbre ampliada} \rangle = k \cdot \sigma = 2 \cdot \sigma \quad (1.7)$$

Por consiguiente, el valor verdadero, definido en la sección 1.6.2, puede expresarse como:

$$\langle \text{valor verdadero} \rangle = \langle \text{valor medido} \rangle \pm \langle \text{incertidumbre ampliada} \rangle = \langle \text{valor medido} \rangle \pm 2\sigma$$

### 1.6.4.4 **Medición de valores discretos**

Aunque resulta posible describir correctamente el estado de la atmósfera mediante variables o magnitudes físicas, algunos fenómenos meteorológicos se expresan en términos de valores discretos. La detección de la insolación, la precipitación o las descargas eléctricas, y la precipitación congelante constituyen ejemplos típicos de esos valores. Todos estos parámetros pueden expresarse únicamente mediante "sí" o "no". Hay una serie de parámetros, todos ellos pertenecientes al grupo de fenómenos de tiempo presente, donde existen más de dos posibilidades. Por ejemplo, es necesario distinguir entre llovizna, lluvia, nieve, granizo y sus combinaciones cuando se informa de las condiciones de tiempo presente. Para esos fines no son aplicables cálculos como los indicados anteriormente. Algunos de estos parámetros están relacionados con un valor umbral numérico (por ejemplo, la detección de la insolación utilizando la intensidad de la radiación directa), y la incertidumbre de cualquier variable derivada (por ejemplo, la duración de la insolación) puede determinarse a partir de la incertidumbre estimada de la variable inicial (por ejemplo, la intensidad de la radiación directa). Sin embargo, este método es únicamente aplicable en el caso de los parámetros derivados, y no en el de los fenómenos típicos de tiempo presente. Aunque no pueda presentarse un método numérico sencillo, se dispone de varias técnicas estadísticas para determinar la calidad de dichas observaciones. Estas técnicas se basan en comparaciones efectuadas entre dos conjuntos de datos, uno de los cuales sirve de referencia. Tal comparación da lugar a una matriz de contingencia, que representa las frecuencias correlacionadas de los fenómenos mutuos. En la forma más sencilla, cuando una variable es booleana ("sí" o "no"), se trata de una matriz de dos por dos donde los elementos del eje diagonal muestran el número de sucesos iguales mientras que en los demás elementos de la matriz aparecen los "aciertos perdidos" y las "falsas alarmas". Una matriz de esa índole permite determinar los resultados o índices de verificación de manera que sean representativos de la calidad de la observación. Esta técnica se describe en Murphy y Katz (1985). En Kok (2000) se expone el tema a grandes rasgos.

### 1.6.5 **Exactitud requerida**

#### 1.6.5.1 **Generalidades**

La incertidumbre con que debería medirse una variable meteorológica cambia de acuerdo con el fin específico para el que se requiere la medición. En general, los límites de rendimiento de un dispositivo o sistema de medición estarán determinados por la variabilidad del elemento que ha de medirse en las escalas espaciales y temporales apropiadas para la aplicación.

Puede considerarse que toda medición se compone de dos partes: la señal y el ruido. La señal constituye la magnitud que se ha de determinar, y el ruido es la parte irrelevante. El ruido puede proceder de varias fuentes: de un error de observación, porque la observación no se realiza en el momento ni en el lugar adecuados, o porque en la magnitud observada se producen irregularidades de corta duración o pequeña escala sin interés para las observaciones, y es necesario corregirlas. Suponiendo que el error de observación pudiera reducirse conforme se

deseara, el ruido derivado de otras causas fijaría un límite a la exactitud. Una mayor perfección en la técnica de observación permitiría mejorar la medición del ruido, pero no daría resultados mucho mejores de la señal.

En el otro extremo, un instrumento —cuyo error sea mayor que la amplitud de la propia señal— puede proporcionar poca o ninguna información sobre la señal. Así pues, para diversos fines, las amplitudes del ruido y de la señal sirven, respectivamente, para determinar:

- a) los límites de rendimiento por encima de los cuales es innecesaria la mejora; y
- b) los límites de rendimiento por debajo de los cuales los datos obtenidos tendrían un valor insignificante.

Este argumento de definir y determinar los límites a) y b) anteriores fue desarrollado ampliamente por la OMM (1970) para los datos de observación en altitud. Sin embargo, las especificaciones de los requisitos no se deducen por lo general de ese razonamiento, sino de las percepciones del rendimiento que pueden lograrse en la práctica, por un lado, y de las necesidades de los usuarios de los datos, por otro.

#### 1.6.5.2 **Rendimiento requerido y alcanzable**

El rendimiento de un sistema de medición comprende su fiabilidad, el capital, los gastos fijos y de amortización y la resolución espacial, pero el rendimiento que interesa en este contexto se limita a la incertidumbre (incluida la resolución de escala) y la resolución en el tiempo.

Se han formulado varias especificaciones de requisitos, y tanto las necesidades como la capacidad cambian con el tiempo. Las especificaciones señaladas en el anexo 1.E son las más fidedignas en el momento de redactarse el texto, y muchas pueden considerarse orientaciones útiles para el desarrollo, si bien no son totalmente definitivas.

Los requisitos de las variables más utilizadas en meteorología sinóptica, aeronáutica y marina y en climatología se resumen en el anexo 1.E<sup>9</sup>, en el que solo se indican los requisitos para las mediciones de superficie que se intercambian internacionalmente. En OMM (2010d) se detallan los requisitos de los centros del Sistema Mundial de Proceso de Datos y de Predicción en materia de datos de observación para el intercambio mundial y regional. El requisito de incertidumbre para las mediciones del viento se indica por separado para la velocidad y la dirección, por ser así como se consigna la información sobre el viento.

La capacidad de los distintos sensores o sistemas de observación para cumplir los requisitos especificados cambia constantemente, a medida que avanza la tecnología relativa a instrumentos y observación. Las características de los sensores o sistemas típicos de que se dispone actualmente se indican en el anexo 1.E<sup>10</sup>. Debería señalarse que la incertidumbre operativa alcanzable en muchos casos no responde a los requisitos especificados. En el caso de algunas de las magnitudes, estas incertidumbres solo pueden lograrse con el equipo y los procedimientos de la máxima calidad.

Los requisitos de incertidumbre relativos a las mediciones en altitud se abordan en el capítulo 12 de la parte I.

---

<sup>9</sup> Establecidos por el Equipo de expertos de la Comisión de Sistemas Básicos sobre las necesidades de datos procedentes de estaciones meteorológicas automáticas (2004) y aprobados por el presidente de la CIMO para incluirlos en esta Guía tras celebrar consultas con los presidentes de las demás comisiones técnicas.

<sup>10</sup> Establecidas por el Equipo de expertos de la CIMO sobre expertos sobre técnicas de medición en superficie (2004) y confirmadas por el presidente de la CIMO para incluirlas en la presente Guía.

## **ANEXO 1.A. CENTROS REGIONALES DE INSTRUMENTOS**

1. Considerando la necesidad de realizar periódicamente la calibración y el mantenimiento de los instrumentos meteorológicos para atender las crecientes necesidades de datos meteorológicos e hidrológicos de gran calidad, la necesidad de establecer la jerarquía de trazabilidad de las mediciones respecto de las normas del Sistema Internacional de Unidades (SI), los requerimientos de los Miembros sobre la normalización de instrumentos meteorológicos y medioambientales afines, la necesidad de comparaciones y evaluaciones internacionales de instrumentos en apoyo de la compatibilidad y homogeneidad de los datos a nivel mundial, la necesidad de formar expertos en instrumentos y el papel desempeñado por los Centros Regionales de Instrumentos (CRI) del Sistema de Sistemas de Observación Global de la Tierra, el Programa de prevención de los desastres naturales y de atenuación de sus efectos y otros programas multisectoriales de la OMM, se ha recomendado lo siguiente<sup>1</sup>:

A. **Los CRI con capacidades y funciones completas** deberían contar con las capacidades siguientes para el desempeño de sus correspondientes funciones:

### **Capacidades:**

- a) Un CRI deberá disponer de las instalaciones y equipo de laboratorio necesarios para desempeñar las funciones necesarias para la calibración de los instrumentos meteorológicos y medioambientales conexos.
- b) Un CRI deberá mantener un conjunto de instrumentos meteorológicos patrón y establecer la trazabilidad de sus propios patrones e instrumentos de medición respecto del SI.
- c) Un CRI deberá contar con un personal directivo y técnico competente que tenga la experiencia necesaria para el desempeño de sus funciones.
- d) Un CRI deberá desarrollar sus propios procedimientos técnicos para la calibración de instrumentos meteorológicos y medioambientales conexos, empleando para ello equipos de calibración utilizados por el CRI.
- e) Un CRI deberá desarrollar sus propios procedimientos de garantía de la calidad.
- f) Un CRI deberá participar en comparaciones interlaboratorios de instrumentos y métodos de calibración normalizados, u organizarlas.
- g) Un CRI deberá, cuando proceda, utilizar los recursos y las capacidades de la Región como mejor convenga a esta.
- h) Un CRI deberá, en la medida de lo posible, aplicar normas internacionales relativas a los laboratorios de calibración, como la norma ISO/IEC 17025.
- i) Una autoridad reconocida deberá evaluar un CRI como mínimo una vez cada cinco años, para verificar sus capacidades y su nivel de efectividad.

### **Funciones correspondientes:**

- j) Un CRI deberá ayudar a los Miembros de la Región en la calibración de sus instrumentos meteorológicos patrón nacionales y de sus instrumentos de vigilancia medioambiental conexos.

---

<sup>1</sup> Recomendación de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su decimocuarta reunión, celebrada en 2006.

- k) Un CRI deberá participar en intercomparaciones de la OMM y/o regionales de instrumentos u organizarlas, atendiendo a las recomendaciones pertinentes de la CIMO.
- l) Atendiendo a las recomendaciones pertinentes sobre el Marco de gestión de la calidad de la OMM, un CRI deberá hacer aportaciones positivas a los Miembros en lo referente a la calidad de las mediciones.
- m) Un CRI deberá responder a las preguntas de los Miembros sobre la respuesta de los instrumentos, su mantenimiento y la disponibilidad de material didáctico al respecto.
- n) Un CRI deberá participar activamente en la organización de talleres regionales sobre instrumentos meteorológicos y medioambientales afines, o ayudar a ella.
- o) Un CRI deberá cooperar con otros CRI en la normalización de las mediciones meteorológicas y medioambientales conexas.
- p) Un CRI deberá informar regularmente a los Miembros, y presentar anualmente un informe<sup>2</sup> al presidente de la asociación regional y a la Secretaría de la OMM acerca de los servicios ofrecidos a los Miembros y sobre las actividades realizadas.

B. **Los CRI con capacidades y funciones básicas** deberían contar con las capacidades siguientes para el desempeño de sus correspondientes funciones:

**Capacidades:**

- a) Un CRI deberá disponer de las instalaciones y el equipo de laboratorio necesarios para desempeñar las funciones necesarias para la calibración de instrumentos meteorológicos y medioambientales conexas.
- b) Un CRI deberá mantener un conjunto de instrumentos meteorológicos patrón<sup>3</sup> y establecer la trazabilidad de sus propios patrones e instrumentos de medición respecto del SI.
- c) Un CRI deberá contar con personal directivo y técnico competente que tenga la experiencia necesaria para el desempeño de sus funciones.
- d) Un CRI deberá desarrollar sus propios procedimientos técnicos para la calibración de instrumentos meteorológicos y medioambientales conexas empleando equipos de calibración utilizados por el CRI.
- e) Un CRI deberá desarrollar sus propios procedimientos de garantía de la calidad.
- f) Un CRI deberá participar en comparaciones interlaboratorios de instrumentos y métodos de calibración normalizados, u organizarlas.
- g) Un CRI deberá, cuando corresponda, utilizar los recursos y las capacidades de la Región como mejor convenga a esta.
- h) Un CRI deberá, en la medida de lo posible, aplicar normas internacionales aplicables a los laboratorios de calibración, como la norma ISO/IEC 17025.
- i) Una autoridad reconocida deberá evaluar un CRI, al menos una vez cada cinco años, para verificar sus capacidades y su nivel de efectividad.

<sup>2</sup> Se recomienda utilizar la web para este fin.

<sup>3</sup> Para la calibración de una o más de las variables siguientes: temperatura, humedad, presión u otras especificadas por la Región.

**Funciones correspondientes:**

- j) Un CRI deberá ayudar a los Miembros de la Región a calibrar sus instrumentos meteorológicos patrón nacionales y sus instrumentos de vigilancia medioambiental conexos con arreglo a la **capacidad b**).
- k) Atendiendo a las recomendaciones pertinentes sobre el Marco de gestión de la calidad de la OMM, un CRI deberá hacer aportaciones positivas a los Miembros en lo referente a la calidad de las mediciones.
- l) Un CRI deberá responder a las preguntas de los Miembros en relación con la respuesta de los instrumentos, su mantenimiento, y la disponibilidad de material didáctico al respecto.
- m) Un CRI deberá cooperar con otros CRI en la normalización de los instrumentos meteorológicos y medioambientales conexos.
- n) Un CRI deberá informar periódicamente a los Miembros, y presentar un informe anual<sup>4</sup> al presidente de la asociación regional y a la Secretaría de la OMM sobre los servicios ofrecidos a los Miembros y sobre las actividades realizadas.

2. Las asociaciones regionales (AR) interesadas han designado los siguientes CRI: Argel (Argelia), El Cairo (Egipto), Casablanca (Marruecos), Nairobi (Kenya) y Gaborone (Botswana), para la Asociación Regional I (África); Pekín (China) y Tsukuba (Japón), para la Asociación Regional II (Asia); Buenos Aires (Argentina), para la Asociación Regional III (América del Sur); Bridgetown (Barbados) y San José (Costa Rica), para la Asociación Regional IV (América del Norte, América Central y el Caribe); Manila (Filipinas) y Melbourne (Australia), para la Asociación Regional V (Sudoeste del Pacífico); Bratislava (Eslovaquia), Liubliana (Eslovenia) y Toulouse (Francia), para la Asociación Regional VI (Europa).

---

<sup>4</sup> Se recomienda utilizar la web para este fin.

# ANEXO 1.B. CLASIFICACIÓN DE EMPLAZAMIENTOS DE LAS ESTACIONES TERRESTRES DE OBSERVACIÓN EN SUPERFICIE

(Texto de la norma común ISO/OMM 19289:2014(E))

## INTRODUCCIÓN

Las condiciones del entorno de un emplazamiento<sup>1</sup> pueden influir en los resultados de la medición. Estas condiciones deben analizarse detenidamente, además de evaluar las características del propio instrumento, de modo que se evite distorsionar los resultados de la medición y afectar a su representatividad, especialmente cuando se trate de un emplazamiento que se supone es representativo de una zona extensa (es decir, entre 100 y 1 000 km<sup>2</sup>).

### 1. ALCANCE

En este anexo<sup>2</sup> figuran los criterios de exposición para varios sensores. Pero, ¿qué se tendría que hacer cuando no se den las condiciones estipuladas?

Existen emplazamientos que no cumplen con los criterios de exposición recomendados. Por consiguiente, se ha establecido una clasificación para ayudar a determinar la representatividad de un emplazamiento concreto a pequeña escala (efectos del entorno inmediato). Así, un emplazamiento de clase 1 puede considerarse como un emplazamiento de referencia, mientras que un emplazamiento de clase 5 es un lugar donde los obstáculos circundantes crean un entorno inapropiado para realizar mediciones meteorológicas que pretendan ser representativas de una zona extensa (al menos de decenas de kilómetros cuadrados). Cuanto más baja sea la clase del emplazamiento, mayor será la representatividad de las mediciones de un área de gran extensión. En un mundo perfecto, todos los emplazamientos serían de clase 1, pero el mundo real no es perfecto y son necesarias algunas concesiones. Un emplazamiento con una clasificación baja (un número alto) puede seguir siendo valioso para una aplicación concreta que precise de mediciones en ese lugar en particular, incluidos los obstáculos locales.

El proceso de clasificación permite que los integrantes y los administradores de una red tengan más en cuenta los criterios de exposición y, por lo tanto, a menudo se seleccionen mejores emplazamientos. Como mínimo, el entorno escogido se reconoce y documenta en los metadatos. Evidentemente, es posible e incluso recomendable documentar de forma exhaustiva las características del emplazamiento, aunque ello podría conllevar el riesgo de incrementar la complejidad de los metadatos, lo que a menudo podría restringir su utilización operativa. Esa es la razón por la cual se ha determinado esta clasificación de emplazamientos, con el fin de condensar la información y facilitar el uso operativo de la información de los metadatos.

No se asigna un único grado de clasificación a cada emplazamiento en su conjunto. Cada parámetro que se mide en un emplazamiento dispone de su propia clasificación que, a veces, es diferente de la del resto. Si fuera necesaria una clasificación global de un emplazamiento, se podría aplicar el valor máximo de los grados de los parámetros.

Se debería revisar periódicamente la categoría de cada emplazamiento pues las condiciones del entorno pueden variar a lo largo del tiempo. Se recomienda realizar sistemáticamente, cada año, una comprobación visual: en caso de que algunas características del entorno hayan cambiado es necesario un nuevo proceso de clasificación.

Se debería actualizar la clasificación de un emplazamiento al menos cada cinco años.

<sup>1</sup> Un "emplazamiento" es el lugar donde está instalado el instrumento.

<sup>2</sup> Si bien en la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* (OMM-Nº 8) de la OMM se hace referencia a esta parte como anexo, en el documento de la ISO aparece como norma.



En el texto que figura a continuación, la clasificación se ha completado (ocasionalmente) con una estimación de la incertidumbre correspondiente al lugar, que se ha de añadir a la incertidumbre proyectada de las mediciones. Esta estimación se apoya en estudios bibliográficos o en algunas pruebas comparativas.

El principal objetivo de esta clasificación consiste en documentar la presencia de obstáculos cercanos al lugar de las mediciones. Por consiguiente, puede que no se tenga en cuenta el relieve natural del paisaje si está situado a cierta distancia (por ejemplo, más de un kilómetro). Una forma de juzgar si el relieve del entorno es representativo consiste en preguntarse si cambiaría la clase al desplazarse la estación unos 500 m. En caso de respuesta negativa, el relieve constituye una característica natural de la zona y no se ha de tener en cuenta.

En general, un terreno accidentado o un área urbana conllevan un número de clase más elevado. En esos casos se puede añadir al número de clase 4 o 5 un indicador "S" que señala un entorno o una aplicación especiales (por ejemplo, 4S).

## 2. TEMPERATURA Y HUMEDAD DEL AIRE

### 2.1 Generalidades

Los sensores situados dentro de una garita deberían montarse a una altura determinada por el servicio meteorológico (entre 1,25 y 2 m, de acuerdo con lo indicado en la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* (OMM-Nº 8)). La altura nunca debería ser inferior a 1,25 m. El respeto del límite superior es menos estricto, ya que el gradiente de temperatura con la altura decrece con esta última. Por ejemplo, en el caso de sensores situados a alturas de entre 1,5 y 2 m, la diferencia en la temperatura es inferior a 0,2 °C.

Las principales discrepancias se deben a superficies y sombras artificiales:

- a) Los obstáculos que rodean la garita influyen en el equilibrio radiativo de la misma. Al emitir una radiación infrarroja más caliente o reflejar las radiaciones, un obstáculo vertical próximo a una garita puede impedir el paso de la radiación solar o "protegerla" del enfriamiento radiativo nocturno del aire.
- b) Se debería evitar la cercanía de superficies artificiales que podrían elevar la temperatura del aire. El alcance de su influencia depende de las condiciones del viento, pues este afecta a la circulación del aire. Hay que tener en cuenta las superficies reflectantes o fuentes de calor que no son naturales o que son artificiales (por ejemplo, edificios, superficies de hormigón o aparcamientos), así como los puntos de agua o de humedad (por ejemplo, estanques, lagos o zonas de riego).

Se debería evitar la sombra de obstáculos cercanos. Sin embargo, la influencia del relieve natural no se toma en consideración para la clasificación (véase más arriba).

La altura indicada de crecimiento de la vegetación representa la altura de la vegetación bajo unas condiciones de mantenimiento "regular". Se distingue entre la altura estructural de la vegetación (según las especies locales) y la altura resultante de un mantenimiento deficiente. Por lo tanto, la clasificación de un emplazamiento determinado se asigna dando por supuesto que el lugar está correctamente conservado (salvo cuando no sea factible).

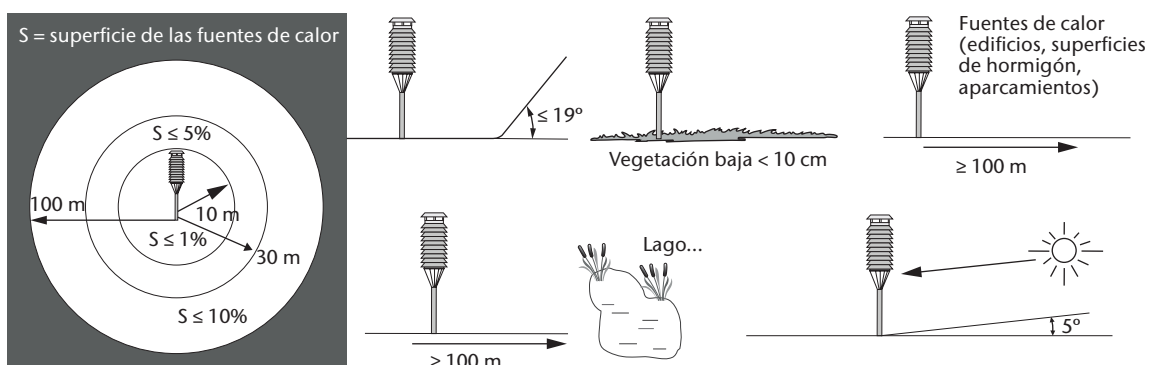
### 2.2 Clase 1

- a) Terreno plano, horizontal, rodeado de espacios abiertos, con una pendiente inferior a  $\frac{1}{3}$  (19°).



- b) Suelo cubierto con una vegetación natural y baja (menos de 10 cm) característica de la región.
- c) Punto de medición situado:
- a más de 100 m de una fuente de calor o de una superficie reflectante (edificios, superficies de hormigón, aparcamientos, etc.);
  - a más de 100 m de una extensión de agua (a no ser que sea importante en la región);
  - fuera del alcance de cualquier proyección de sombras cuando la elevación del Sol sobrepase los 5°.

Se considera que una fuente de calor (o una extensión de agua) ejerce influencia cuando ocupe más del 10% de un radio de 100 m alrededor de la garita, abarque el 5% de un anillo situado entre 10 m y 30 m del centro o cubra el 1% de un radio de 10 m.



**Figura 1.B.1 Criterios para la temperatura del aire y la humedad en emplazamientos de clase 1**

### 2.3 Clase 2

- Terreno plano, horizontal, rodeado de espacios abiertos, con una pendiente inferior a  $\frac{1}{3}$  ( $19^\circ$ ).
- Suelo cubierto con una vegetación natural y baja (menos de 10 cm) característica de la región.
- Punto de medición situado:
  - a más de 30 m de una fuente artificial de calor o de una superficie reflectante (edificios, superficies de hormigón, aparcamientos, etc.);
  - a más de 30 m de una extensión de agua (a no ser que sea importante en la región);
  - fuera del alcance de cualquier proyección de sombras cuando la elevación del Sol sobrepase los 7°.

Se considera que una fuente de calor (o una extensión de agua) ejerce influencia cuando ocupe más del 10% del área circundante en un radio de 30 m alrededor de la garita, abarque el 5% de un anillo situado entre 5 m y 10 m del centro o cubra el 1% de un radio de 5 m.

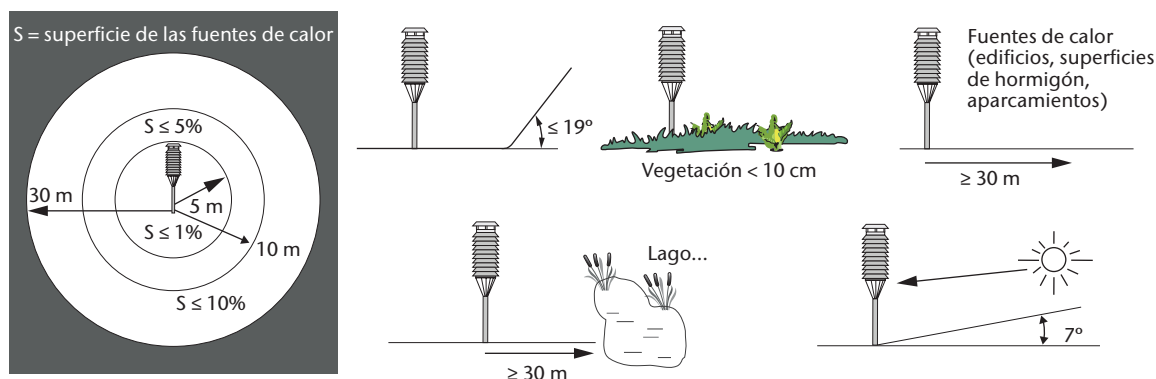


Figura 1.B.2. Criterios para la temperatura del aire y la humedad en emplazamientos de clase 2

#### 2.4 Clase 3 (incertidumbre adicional estimada: hasta 1 °C)

- a) Suelo cubierto con una vegetación natural y baja (menos de 25 cm) característica de la región.
- b) Punto de medición situado:
  - i) a más de 10 m de una fuente artificial de calor o de una superficie reflectante (edificios, superficies de hormigón, aparcamientos, etc.);
  - ii) a más de 10 m de una extensión de agua (a no ser que sea importante en la región);
  - iii) fuera del alcance de cualquier proyección de sombras cuando la elevación del Sol sobrepase los  $7^\circ$ .

Se considera que una fuente de calor (o una extensión de agua) ejerce influencia cuando ocupe más del 10% en un radio de 10 m alrededor de la garita o abarque el 5% de un radio de 5 m.

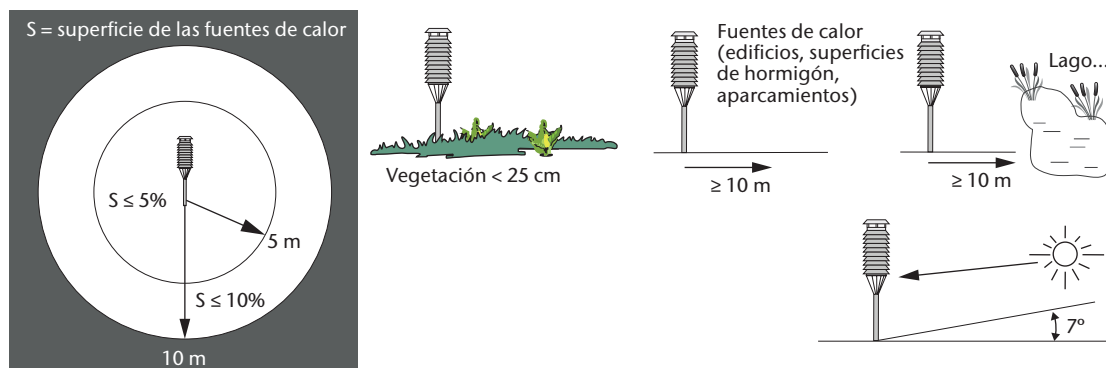


Figura 1.B.3. Criterios para la temperatura del aire y la humedad en emplazamientos de clase 3

#### 2.5 Clase 4 (incertidumbre adicional estimada: hasta 2 °C)

- a) Cerca de fuentes artificiales de calor y de superficies reflectantes (edificios, superficies de hormigón, aparcamientos, etc.) o de una extensión de agua (a no ser que sea importante en la región) que ocupen:
  - i) menos del 50% de la superficie dentro de un área circular de 10 m de radio alrededor de la garita;
  - ii) menos del 30% de la superficie dentro de un área circular de 3 m de radio alrededor de la garita.

- b) Fuera del alcance de cualquier proyección de sombras cuando la elevación del Sol sobrepase los  $20^\circ$ .

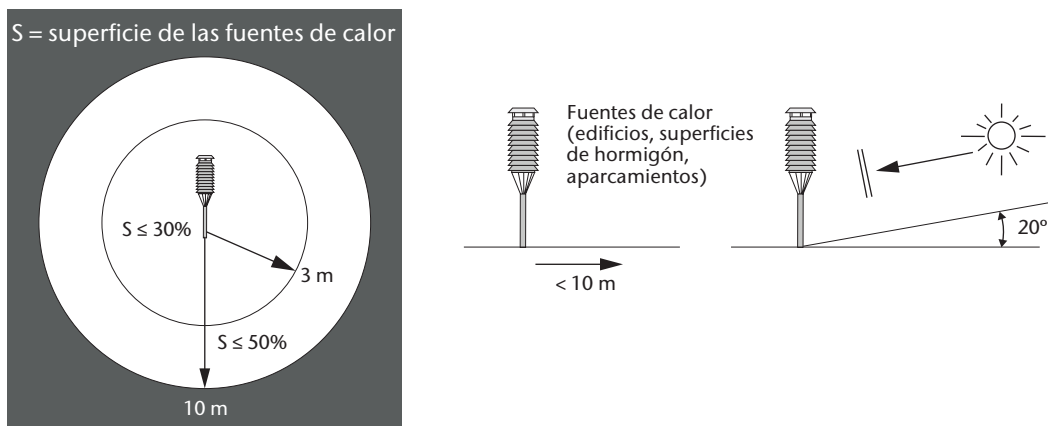


Figura 1.B.4. Criterios para la temperatura del aire y la humedad en emplazamientos de clase 4

## 2.6 Clase 5 (incertidumbre adicional estimada: hasta $5^\circ\text{C}$ )

Emplazamiento que no cumple con los requisitos de la clase 4.

## 3. PRECIPITACIÓN

### 3.1 Generalidades

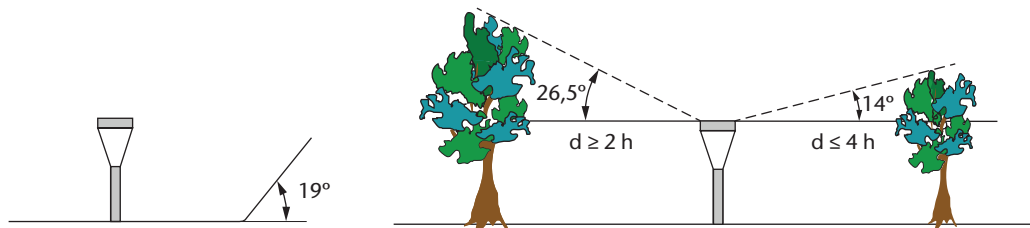
El viento es la principal fuente de alteración de las mediciones de la precipitación, a causa del efecto de los instrumentos sobre el flujo de aire. A no ser que el pluviómetro esté artificialmente protegido contra el viento, por ejemplo con un paravientos, los mejores emplazamientos a menudo se hallan en claros de bosques o de huertos, entre los árboles, en zonas de matorrales, o donde cualquier otro objeto actúe eficazmente como cortavientos, contrarrestando las corrientes que vengan de cualquier dirección. La condición ideal de una instalación consiste en colocar el equipo en un área que esté uniformemente rodeada de obstáculos de la misma altura. Un obstáculo es cualquier objeto con una anchura angular efectiva igual o superior a  $10^\circ$ .

La elección de este tipo de emplazamiento no es compatible con las restricciones referentes a la altura de otros equipos de medición. En la práctica, estas condiciones son muy poco realistas. Si los obstáculos no fueran uniformes, tendrían tendencia a generar turbulencias que podrían distorsionar las mediciones, y este efecto se intensificaría en caso de precipitación sólida. Por esta razón, criterios de elevación más realistas imponen que se mantengan ciertos obstáculos a una distancia determinada aunque, de forma deliberada, no se tenga en cuenta la orientación de dichos obstáculos respecto a la dirección dominante del viento. De hecho, las fuertes precipitaciones están a menudo asociadas con factores de convección, con lo cual la dirección del viento no es necesariamente la del viento dominante. Se considera que los obstáculos tienen una altura uniforme cuando el cociente entre la altura máxima y la mínima es inferior a 2.

Para la altura de los obstáculos se utiliza como referencia la altura de la superficie de captación del pluviómetro.

### 3.2 Clase 1

- Terreno plano, horizontal, rodeado de espacios abiertos, con una pendiente inferior a  $\frac{1}{3}$  ( $19^\circ$ ). El pluviómetro deberá estar rodeado de obstáculos bajos de altura uniforme, subyacente a ángulos de elevación de entre  $14^\circ$  y  $26^\circ$  (obstáculos a una distancia equivalente a entre 2 y 4 veces su altura).
- Terreno plano, horizontal, rodeado de espacios abiertos, con una pendiente inferior a  $\frac{1}{3}$  ( $19^\circ$ ). Con un pluviómetro artificialmente a resguardo contra el viento en una garita, el instrumento no necesita particularmente estar protegido por obstáculos de altura uniforme. En ese caso, cualquier otro obstáculo debe situarse a una distancia de al menos 4 veces su altura.



o:

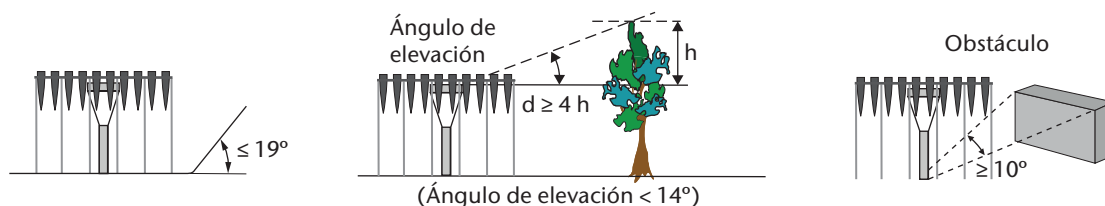


Figura 1.B.5. Criterios para la precipitación en emplazamientos de clase 1

### 3.3 Clase 2 (incertidumbre adicional estimada: hasta un 5%)

- Terreno plano, horizontal, rodeado de espacios abiertos, con una pendiente inferior a  $\frac{1}{3}$  ( $19^\circ$ ).
- Los posibles obstáculos deben situarse a una distancia de al menos dos veces su altura (con respecto a la altura de la superficie de captación del pluviómetro).

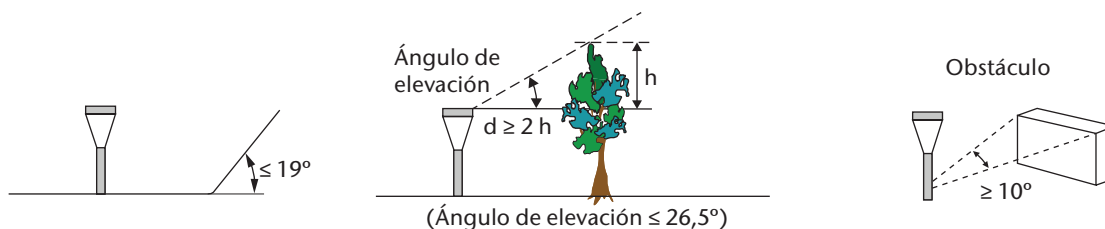


Figura 1.B.6. Criterios para la precipitación en emplazamientos de clase 2

### 3.4 Clase 3 (incertidumbre adicional estimada: hasta un 15%)

- Terreno rodeado de espacios abiertos, con una pendiente inferior a  $\frac{1}{2}$  ( $\leq 30^\circ$ ).
- Los posibles obstáculos deben situarse a una distancia mayor que la altura del obstáculo.

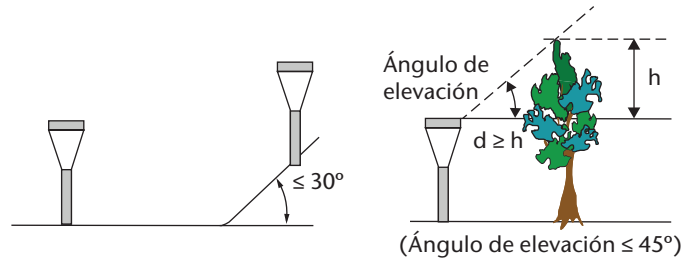


Figura 1.B.7. Criterios para la precipitación en emplazamientos de clase 3

3.5 **Clase 4 (incertidumbre adicional estimada: hasta un 25%)**

- a) Terreno con una pendiente pronunciada ( $> 30^\circ$ ).
- b) Los posibles obstáculos deben situarse a una distancia mayor que la mitad ( $\frac{1}{2}$ ) de la altura del obstáculo.

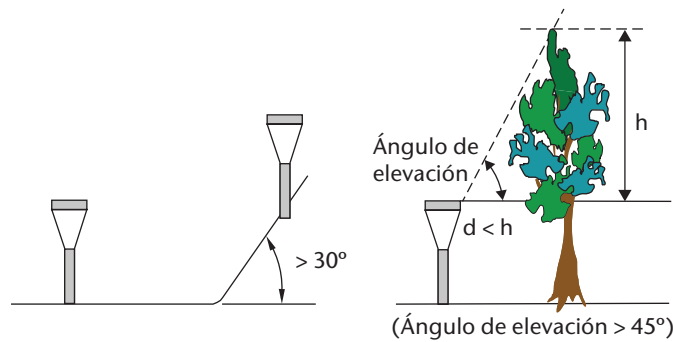


Figura 1.B.8. Criterios para la precipitación en emplazamientos de clase 4

3.6 **Clase 5 (incertidumbre adicional estimada: hasta el 100%)**

Obstáculos situados a una distancia menor que la mitad ( $\frac{1}{2}$ ) de su altura (árboles, tejados, muros, etc.).

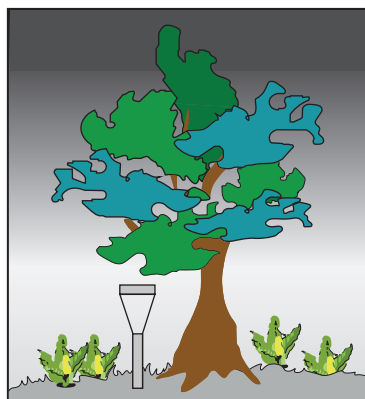


Figura 1.B.9. Criterios para la precipitación en emplazamientos de clase 5

## 4. VIENTO DE SUPERFICIE

### 4.1 Generalidades

Los criterios convencionales sobre elevación determinan que los sensores deberán situarse 10 m por encima de la superficie del suelo y en terreno abierto. En este caso se considera terreno abierto una superficie donde los obstáculos estén situados a una distancia mínima equivalente al menos a 10 veces su altura.

### 4.2 Rugosidad

Las mediciones del viento no solo se ven alteradas por los obstáculos circundantes, sino también por la rugosidad del terreno. Según la definición de la OMM, el viento de superficie para estaciones terrestres es el que sopla a una altura geométrica de 10 m y con una longitud de rugosidad de 0,03 m.

El anterior se considera como viento de referencia para el cual se conocen las condiciones exactas (10 m de altura y longitud de rugosidad de 0,03 m).

Por lo tanto, es necesario disponer de información sobre la rugosidad del terreno que rodea el emplazamiento de medición. Esa rugosidad debería utilizarse para expresar el viento medido con respecto al viento de referencia, pero se trata de un procedimiento que solo se puede aplicar cuando los obstáculos no estén demasiado cerca. Las cuestiones relacionadas con la rugosidad del terreno y con el procedimiento de corrección se describen en el capítulo 5 de la parte I de la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* (OMM-Nº 8).

A continuación, como recordatorio, se reproduce la clasificación de rugosidad que figura en el anexo al capítulo 5 de la parte I de la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* (OMM-Nº 8):

#### Clasificación del terreno en términos de longitud de rugosidad aerodinámica $z_0$ según Davenport (1960), adaptada por Wieringa (1980b)

Clase	Breve descripción del terreno	$z_0$ (m)
1	Mar abierto, alcance de 5 km como mínimo	0,000 2
2	Marismas, nieve; ausencia de vegetación, ausencia de obstáculos	0,005
3	Terreno llano y despejado; hierba, algunos obstáculos aislados	0,03
4	Cultivos bajos; obstáculos ocasionales grandes, $x/H > 20$	0,10
5	Cultivos altos; obstáculos dispersos, $15 < x/H < 20$	0,25
6	Parques, matorrales; numerosos obstáculos, $x/H \approx 10$	0,5
7	Grandes obstáculos regularmente distribuidos (barrios residenciales, bosques)	1,0
8	Aglomeraciones urbanas con edificios de diversas alturas	$\geq 2$

Nota: En este cuadro  $x$  representa la distancia característica de un obstáculo a barlovento y  $H$  la altura de los principales obstáculos. Para una descripción más detallada y actualizada de las clases de terreno, véase Davenport y otros (2000).

### 4.3 Clasificación del entorno

La presencia de obstáculos, incluso de vegetación, representa, casi invariablemente, una reducción de las lecturas de los vientos medios aunque afecte en menor medida a las ráfagas de viento.

La clasificación que figura a continuación parte del supuesto de una medición efectuada a 10 m, que es la elevación estándar de una medición meteorológica.

Cuando las mediciones se realizan a una altura inferior (por ejemplo, las que se llevan a cabo a 2 m, como es el caso —a veces— de las mediciones con fines agrometeorológicos), se tiene que aplicar una clase 4 o 5 (véase a continuación) con un indicador S (situación especial).

Si existen varios obstáculos con una altura superior a 2 m, se recomienda instalar los sensores 10 m por encima de la altura media de los obstáculos. Este método permite minimizar la influencia de las barreras físicas aledañas y representa una solución permanente para eliminar parte de los efectos de ciertos obstáculos. Por otro lado, tiene el inconveniente de precisar mástiles más altos de lo normal y, por lo tanto, más caros. Su uso puede plantearse para algunos lugares y, cuando eso ocurra, la altura de los obstáculos que se habrá de tener en cuenta es la que supere el nivel de 10 m por debajo de los sensores (por ejemplo, en el caso de un anemómetro instalado a 13 m de altura, el “suelo” de referencia de los obstáculos estará a 3 m de altura y entonces se considerará que la altura efectiva de un obstáculo de 7 m es de 4 m).

En la clasificación que figura a continuación se considera que un obstáculo es cualquier objeto con una anchura angular efectiva de más de 10°. Los obstáculos altos y estrechos, esto es, con una anchura angular efectiva inferior a 10° y una altura superior a 8 m, también deberán tenerse en cuenta cuando se tomen en consideración las clases 1 a 3, como se menciona más adelante. En determinadas circunstancias, un conjunto de obstáculos altos o estrechos tendrá el mismo efecto que un único obstáculo más ancho, y deberá considerarse como tal.

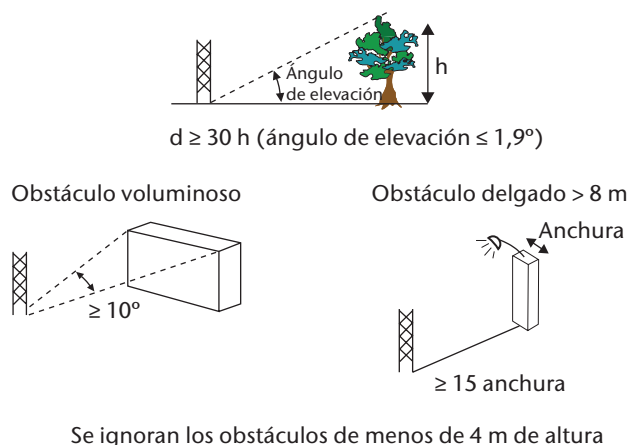
Los desniveles (positivos o negativos) del paisaje que no sean característicos del mismo, se considerarán obstáculos.

### 4.4 Clase 1

- a) El mástil debería situarse a una distancia equivalente al menos a 30 veces la altura de los obstáculos circundantes.
- b) Los sensores deberían estar situados a una distancia mínima equivalente a 15 veces el ancho de los obstáculos estrechos (mástil, árboles delgados) que superen los 8 m de altura.

Se pueden ignorar los obstáculos aislados de menos de 4 m de altura.

La clase de rugosidad es inferior o igual a 4 (longitud de rugosidad  $\leq 0,1$  m).



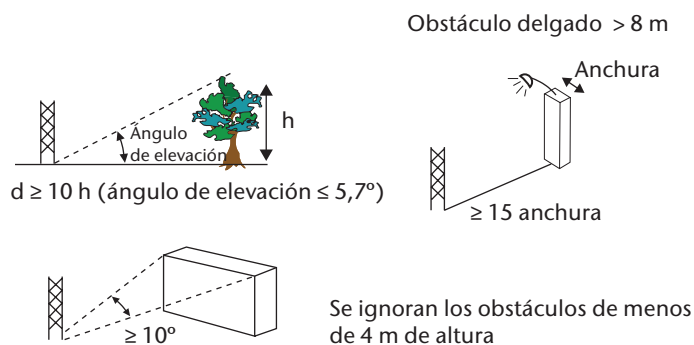
**Figura 1.B.10. Criterios para el viento de superficie en emplazamientos de clase 1**

**4.5 Clase 2 (incertidumbre adicional estimada: hasta 30%; es posible aplicar correcciones)**

- El mástil debería situarse a una distancia de al menos 10 veces la altura de los obstáculos circundantes.
- Los sensores deberían estar situados a una distancia mínima equivalente a 15 veces el ancho de los obstáculos estrechos (mástil, árboles delgados) que superen los 8 m de altura.

Se pueden ignorar los obstáculos aislados de menos de 4 m de altura.

La clase de rugosidad es inferior o igual a 5 (longitud de rugosidad  $\leq 0,25$  m).



**Figura 1.B.11. Criterios para el viento de superficie en emplazamientos de clase 2**

Nota: Cuando el mástil esté situado a una distancia equivalente al menos a 20 veces la altura de los obstáculos circundantes, se puede aplicar una corrección (véase el capítulo 5 de la parte I de la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* (OMM-Nº 8)). En algunos casos, se pueden aplicar correcciones a los obstáculos más cercanos.

**4.6 Clase 3 (incertidumbre adicional estimada: hasta 50%; no es posible aplicar correcciones)**

- El mástil debería situarse a una distancia de al menos cinco veces la altura de los obstáculos circundantes.
- Los sensores deberían estar situados a una distancia mínima equivalente a 10 veces el ancho de los obstáculos estrechos (mástil, árboles delgados) que superen los 8 m de altura.



Se pueden ignorar los obstáculos aislados de menos de 5 m de altura.

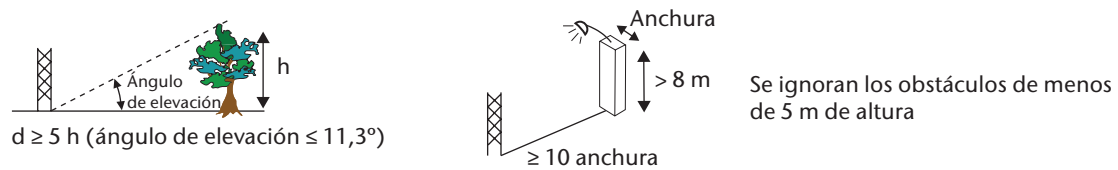


Figura 1.B.12. Criterios para el viento de superficie en emplazamientos de clase 3

#### 4.7 Clase 4 (incertidumbre adicional estimada: más de 50%)

- El mástil debería situarse a una distancia de al menos 2,5 veces la altura de los obstáculos circundantes.
- Dentro de un radio de 40 m, no hay obstáculos con anchura angular superior a  $60^\circ$  y altura mayor de 10 m.

Se pueden ignorar los obstáculos aislados de menos de 6 m de altura, únicamente para las mediciones realizadas a 10 m o más de altura.

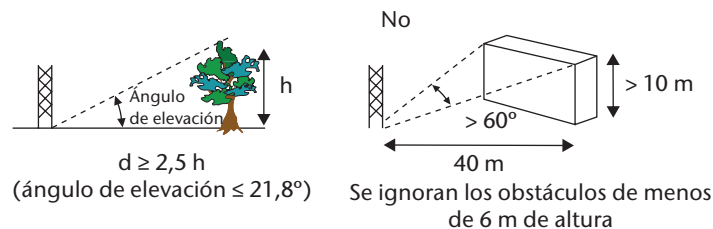


Figura 1.B.13. Criterios para el viento de superficie en emplazamientos de clase 4

#### 4.8 Clase 5 (incertidumbre adicional estimada: no se puede definir)

Emplazamiento que no cumple con los requisitos de la clase 4.

## 5. RADIACIÓN GLOBAL Y DIFUSA

### 5.1 Generalidades

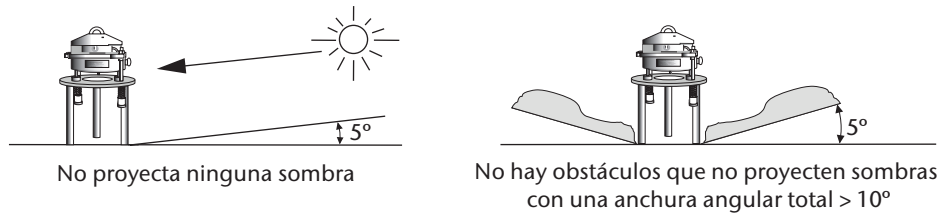
Se deberán evitar los obstáculos cercanos. En la clasificación, no se toman en cuenta las sombras proyectadas por el relieve natural. Se podrán omitir los obstáculos no reflectantes que estén más allá del horizonte visible.

Se considera que un obstáculo es reflectante cuando su índice de albedo es superior a 0,5.

La posición de referencia de los ángulos de elevación influye en el elemento sensible del instrumento.

### 5.2 Clase 1

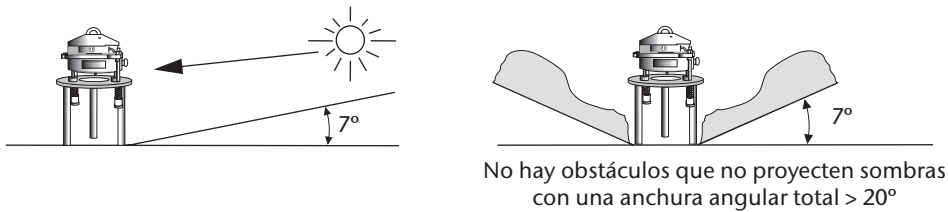
- No se proyecta ninguna sombra sobre el sensor cuando la elevación del Sol es mayor de  $5^\circ$ . En el caso de las regiones situadas a una latitud superior o igual a  $60^\circ$ , este límite se reduce a  $3^\circ$ .
- No hay obstáculos reflectantes (que no proyecten sombras) con altura angular superior a  $5^\circ$  y una anchura angular total de más de  $10^\circ$ .



**Figura 1.B.14. Criterios para la radiación global y difusa en emplazamientos de clase 1**

### 5.3 Clase 2

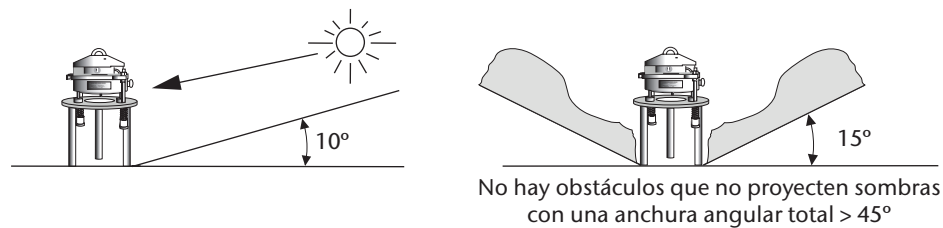
- No se proyecta ninguna sombra sobre el sensor cuando la elevación del Sol es mayor de  $7^\circ$ . En el caso de las regiones situadas a una latitud superior o igual a  $60^\circ$ , este límite se reduce a  $5^\circ$ .
- No hay obstáculos reflectantes (que no proyecten sombras) con altura angular superior a  $7^\circ$  y una anchura angular total de más de  $20^\circ$ .



**Figura 1.B.15. Criterios para la radiación global y difusa en emplazamientos de clase 2**

### 5.4 Clase 3

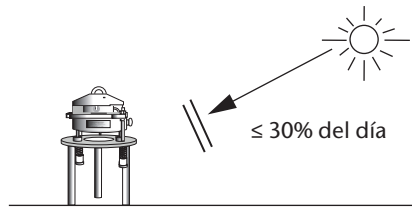
- No se proyecta ninguna sombra sobre el sensor cuando la elevación del Sol es mayor de  $10^\circ$ . En el caso de las regiones situadas a una latitud superior o igual a  $60^\circ$ , este límite se reduce a  $7^\circ$ .
- No hay obstáculos reflectantes (que no proyecten sombras) con altura angular superior a  $15^\circ$  y una anchura angular total de más de  $45^\circ$ .



**Figura 1.B.16. Criterios para la radiación global y difusa en emplazamientos de clase 3**

### 5.5 Clase 4

Ningún día del año hay proyección de sombras durante más del 30% del día.



No hay proyección de sombras durante más del 30% del día

**Figura 1.B.17. Criterios para la radiación global y difusa en emplazamientos de clase 4**

### 5.6 **Clase 5**

Al menos un día al año se proyectan sombras durante más del 30% del día.

## 6. **RADIACIÓN DIRECTA Y DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN**

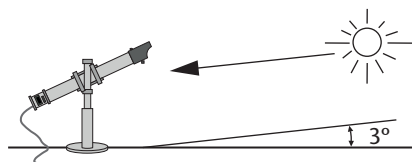
### 6.1 **Generalidades**

Se deberán evitar los obstáculos cercanos. En la clasificación, no se toman en cuenta las sombras proyectadas por el relieve natural. Se podrán omitir los obstáculos que estén más allá del horizonte visible.

La posición de referencia de los ángulos de elevación constituye el elemento sensible del instrumento.

### 6.2 **Clase 1**

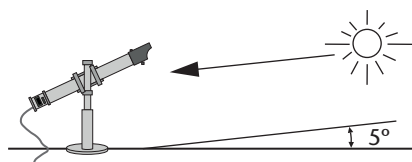
No se proyecta ninguna sombra sobre el sensor cuando la elevación del Sol es mayor de 3°.



**Figura 1.B.18. Criterios para la radiación directa y duración de la insolación en emplazamientos de clase 1**

### 6.3 **Clase 2**

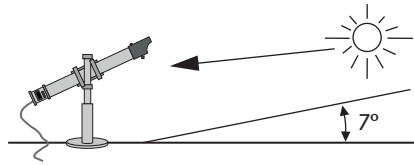
No se proyecta ninguna sombra sobre el sensor cuando la elevación del Sol es mayor de 5°.



**Figura 1.B.19. Criterios para la radiación directa y duración de la insolación en emplazamientos de clase 2**

### 6.4 **Clase 3**

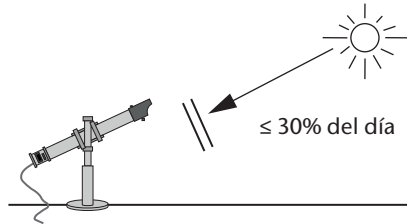
No se proyecta ninguna sombra sobre el sensor cuando la elevación del Sol es mayor de 7°.



**Figura 1.B.20. Criterios para la radiación directa y duración de la insolación en emplazamientos de clase 3**

6.5 **Clase 4**

Ningún día del año hay proyección de sombras durante más del 30% del día.



No se proyecta ninguna sombra durante más del 30% del día

**Figura 1.B.21. Criterios para la radiación directa y duración de la insolación en emplazamientos de clase 4**

6.6 **Clase 5**

Al menos un día al año se proyectan sombras durante más del 30% del día.

\_\_\_\_\_

## ANEXO 1.C. DESCRIPCIÓN DE LA EXPOSICIÓN EN LAS ESTACIONES

La exactitud con la que una observación describe el estado de una parte específica de la atmósfera no es la misma que la incertidumbre del instrumento, porque el valor de la observación también depende de la exposición del instrumento a la atmósfera. Esta no es una cuestión técnica, por lo que incumbe al observador de la estación o a su asistente describirla. En la práctica, rara vez se dispone de un emplazamiento ideal con una exposición perfecta y, salvo que se tengan datos suficientes sobre la verdadera exposición, no puede determinarse la fiabilidad de las observaciones (OMM, 2002).

Los metadatos de la estación deberían abarcar los siguientes aspectos de la exposición de los instrumentos:

- a) altura de los instrumentos por encima de la superficie (o por debajo de ella, para la temperatura del suelo);
- b) tipo de garita y grado de ventilación para la temperatura y la humedad;
- c) grado de interferencia de otros instrumentos u objetos (mástiles, ventiladores, etc.);
- d) microescala y topoescala de la zona circundante al instrumento, en particular:
  - i) estado de la superficie del recinto, que influye en la temperatura y en la humedad; obstáculos importantes situados en las inmediaciones (edificios, vallas, árboles, etc.) y su tamaño;
  - ii) grado en que el horizonte se ve obstruido para las observaciones de insolación y de radiación;
  - iii) rugosidad del terreno y principal vegetación de los alrededores, que influyen en el viento;
  - iv) todas las características topoescalares del terreno, como pequeñas pendientes, calzadas o superficies de agua;
  - v) principales características mesoescalares del terreno, como costas, montañas o zonas urbanizadas.

La mayoría de estas características son semipermanentes, pero debería dejarse constancia de todos los cambios significativos (crecimiento de la vegetación, nuevos edificios, etc.) en el libro de registro de la estación, indicando la fecha correspondiente.

Para documentar la exposición topoescalar, conviene utilizar un mapa con una escala no superior a 1:25 000 que muestre curvas de nivel con diferencias de elevación de  $\approx 1$  m. En este mapa debería señalarse la localización de edificios y árboles (indicando su altura), la cubierta de la superficie y los instrumentos instalados. En los bordes del mapa deberían indicarse las principales características del terreno más alejado (por ejemplo, zonas construidas, bosques, agua libre o colinas). Las fotografías son útiles si no se trata simplemente de primeros planos del instrumento o de la garita, sino que se han tomado a una distancia suficiente para mostrar el instrumento y el terreno circundante. Estas fotografías deberían tomarse desde todos los puntos cardinales.

El mínimo necesario de metadatos relativos a la exposición de instrumentos puede proporcionarse rellenando la plantilla que aparece en la página siguiente para cada estación de una red (véase la figura a continuación). En OMM (2003) se da un ejemplo sobre el modo de

Estación	Actualización													
Elevación	Latitud	Longitud												
<div style="display: flex; align-items: flex-start;"> <div style="width: 20%; padding-right: 10px;"> <p>0  200 m</p> <p> Recinto</p> <p> Edificio</p> <p> Carretera</p> <p> Árboles, arbustos</p> <p>(12) Altura (m) del obstáculo</p> <p> Curvas de nivel</p> </div> <div style="width: 80%; border: 1px solid black; padding: 5px;"> <div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="width: 10px; height: 100px; border-left: 2px dashed black; margin-right: 5px;"></div> <div style="width: 80%; height: 100%; background-color: #cccccc; position: relative;"> <div style="position: absolute; top: 5px; left: 5px;">↑ N</div> <div style="position: absolute; top: 50%; left: 50%; transform: translate(-50%, -50%);"> </div> </div> </div> </div> </div>														
<b>Horizonte de la radiación</b>														
<table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 10%; text-align: right;">1: 6</td> <td style="width: 80%; border-bottom: 1px solid black;"></td> <td style="width: 10%; text-align: left;">8°</td> </tr> <tr> <td style="text-align: right;">1: 10</td> <td style="border-bottom: 1px solid black;"></td> <td style="text-align: left;">4°</td> </tr> <tr> <td style="text-align: right;">1: 20</td> <td style="border-bottom: 1px solid black;"></td> <td style="text-align: left;">0°</td> </tr> <tr> <td></td> <td style="text-align: center;">N      E      S      W      N</td> <td></td> </tr> </table>			1: 6		8°	1: 10		4°	1: 20		0°		N      E      S      W      N	
1: 6		8°												
1: 10		4°												
1: 20		0°												
	N      E      S      W      N													
<p><b>Temperatura y humedad:</b>      Altura del sensor      ¿Ventilación artificial?      sí/no</p> <p>Cobertura superficial bajo la pantalla</p> <p>Suelo bajo la garita</p> <p><b>Precipitación:</b>      Altura del borde del pluviómetro</p> <p><b>Viento:</b>      Altura del anemómetro      ¿Autónomo?      sí/no</p> <p>(Si ha respondido "no" en la pregunta anterior: altura del edificio      , anchura      , altura</p> <p>Clase de rugosidad del terreno: al norte      , al este      , al sur      , al oeste</p> <p><b>Observaciones:</b></p>														

**Plantilla general para los metadatos relativos a la exposición de una estación**

proceder. Las clases utilizadas en este contexto para describir la rugosidad del terreno figuran en el capítulo 5 de la parte I de la presente Guía. En OMM (2010c) se ofrece una descripción más amplia sobre el tema de los metadatos.

## **ANEXO 1.D. FUNCIONAMIENTO DE EQUIPOS EN ENTORNOS EXTREMOS**

### **1. Vientos extremos (tornados, huracanes)**

Las formas aerodinámicas permiten mejorar la resistencia de instrumentos y estructuras. Los discos pesados en tierra pueden ser de utilidad para mantener en posición los instrumentos durante un tornado. Los globos con forma pueden facilitar el funcionamiento de sondas cautivas en vientos huracanados.

En los mástiles se pueden encajar otros estayes. Todo el cableado debería estar bien amarrado y firmemente sujetado. Debería colocarse un sistema de protección para proteger a los equipos contra los residuos transportados por el viento, que pueden ser objetos grandes (que pueden ocasionar daños por impacto) o partículas más pequeñas, como el polvo y la arena (que pueden ocasionar daños por acción erosiva).

Asimismo, deberían utilizarse sensores que puedan resistir velocidades altas del viento. Los sensores del viento que apliquen el principio de medición de diferencia de presión (tubos de Pitot), el principio de propagación del sonido (sensores de viento ultrasónicos) o el enfriamiento térmico permiten eliminar las vulnerabilidades que se asocian a las partes móviles. No obstante, algunos anemómetros de cazoletas, veletas y anemómetros de hélice se han diseñado para su funcionamiento cuando azotan vientos extremos.

### **2. Crecidas y mareas de tempestad**

Las zonas de baja altitud deberían evitarse como ubicaciones para los emplazamientos. Los sensores pueden elevarse en pilotes a fin de evitar los daños debidos al flujo del agua de superficie y a los residuos. Los cimientos deberían levantarse con materiales resistentes y orientarse en paralelo a cualquier flujo superficial previsto con la finalidad de minimizar la presión hidrostática. Las conexiones eléctricas deberían efectuarse por encima de los niveles de crecidas que se hayan predicho o protegerse dentro de envolturas herméticas adecuadas (que proporcionen un grado de protección adecuado contra la penetración de agentes ambientales (código IP)).

### **3. Incendios**

Siempre que sea posible deberían emplearse materiales no combustibles, por lo general el metal y el hormigón. Las aperturas de los equipos deberían incluir una protección para evitar que las chispas entren en las cavidades, siempre y cuando no se vea comprometida la exposición de la medición.

### **4. Englamiento**

El calor y/o la corriente de aire en los sensores suele utilizarse para proteger a estos del hielo. Algunos fabricantes incluyen calefacción en el sensor con cantidades de calor que varían de acuerdo con la intensidad de englamiento prevista. Los sensores que no incluyen calefacción también pueden calentarse aplicando cinta aislante térmica directamente a las superficies (resistencias eléctricas encajadas en una capa flexible o mediante un alambre de nicromo). Cabe señalar que para los sensores del viento, por lo general es más fácil calentar los que no contienen partes móviles (por ejemplo, los sensores del viento ultrasónicos). Otro método consiste en rociar un líquido de punto de congelación bajo (como el etanol) en los sensores durante los episodios de englamiento. En condiciones de englamiento intenso, ninguno de estos métodos podrá impedir que se acumule hielo.

En las estructuras de montaje, el engelamiento puede perturbar la corriente de aire y el entorno de medición, aun cuando los propios sensores no contengan hielo. Minimizar la superficie de esas estructuras puede ser de utilidad, y deshelarlas también podrá ser necesario.

El método empleado para atenuar la acumulación de hielo no debería afectar a la medición del sensor o a las mediciones realizadas por sensores contiguos. Por ejemplo, el calentamiento de un sensor no debe afectar a las mediciones de temperatura del aire o humedad relativa cercanas. Un método consiste en calentar el sensor por un período de tiempo, dejar que se enfríe, realizar una medición y repetir el proceso.

## **5. Calentamiento de la radiación solar y erosión**

En los lugares donde los sensores, las cabinas y el cableado se exponen a altos niveles de radiación solar y, en particular, a altos niveles de rayos ultravioleta (UV), algunos materiales se deteriorarán y perderán integridad estructural. La utilización de materiales alternativos, como los metales, la madera dura y los plásticos resistentes a los UV, a menudo se traducirán en una duración de vida más larga de los equipos y estructuras.

En climas más cálidos y en los lugares donde los niveles de radiación solar son altos, las cabinas pueden calentarse internamente hasta niveles que excedan las especificaciones de funcionamiento de los equipos, comprometiendo con ello los valores de datos y la fiabilidad de los equipos. Los ventiladores y/o la ventilación forzada (con filtros apropiados) o los pequeños sistemas de aire acondicionado pueden utilizarse para reducir la acumulación de calor. Los refrigerantes Peltier también pueden utilizarse para desplazar calor fuera de los recintos, sin exponer el contenido a la corriente de aire externo.

Las cortinas solares, los conductos de cable o simplemente enterrar los equipos también pueden utilizarse siempre que no se comprometa la exposición de la medición del sensor.

## **6. Sobretensiones transitorias (rayos)**

Los sistemas de protección contra rayos por lo general constan de cuatro componentes, a saber: un colector expuesto en el punto más alto de la estructura, un medio de conducción a tierra, un sistema de descarga de la corriente a tierra y un dispositivo de protección contra sobretensiones para equipos sensibles.

Los distintos tipos de colectores pueden utilizarse de manera eficaz. Dos tipos comunes de colectores son el pararrayos Franklin y el terminal de esfera erizada. El pararrayos Franklin permite que la descarga eléctrica siga una trayectoria predeterminada a tierra. El pararrayos de esfera rizada impide que se produzca una descarga directa al disipar la acumulación de la carga. Ambos métodos son eficaces. Según el tamaño y la altura de la estructura que ha de protegerse, serán necesarios uno o más colectores y líneas de conducción, por lo general con un conjunto para cada cara vertical de la estructura.

La trayectoria de toma de tierra debería hacerse con material altamente conductor (en general cobre) de capacidad suficiente para soportar las corrientes extremadamente elevadas aunque breves en una descarga de un rayo. Cada elemento de esta trayectoria, incluidas las conexiones, deben poseer esa capacidad. Debería hacerse todo lo posible por minimizar la resistencia eléctrica de la conexión a tierra. Asimismo, deberían minimizarse las curvas en la trayectoria y nunca deberían exceder los 45°. Aun cuando la propia estructura sea de metal y puesta a tierra, se recomienda utilizar otro conductor a tierra de impedancia baja.

El sistema de descarga puede ser un simple polo (por lo general, una aleación de cobre) introducido verticalmente en la tierra en suelos con suficiente conductividad eléctrica. Se podrán agregar sales para aumentar la conductividad local del suelo. Es conveniente el contacto con la capa freática. En casos extremos, como en las superficies de roca o arena, puede colocarse una red horizontal de material conductor en la superficie que rodea la estructura o debajo de ella.



Conviene proteger a los equipos sensibles contra las sobretensiones. Existe una amplia gama de dispositivos y deben utilizarse conforme a las especificaciones del fabricante. Se dispone tanto de dispositivos de protección de modo diferencial (entre cables) como de modo común (entre cables y equipos y toma de tierra). La protección de modo común depende de una conexión a tierra de alta calidad. Tales sobretensiones suelen ser de lo más destructivas y se caracterizan por voltajes elevados en cables o equipos con respecto a la toma de tierra. También es posible que una descarga eléctrica cercana se propague a través de la propia tierra, elevando con ello su potencial por encima de los equipos. Es más probable que esto ocurra cuando la conexión a tierra y el material de toma de tierra sea deficiente. Aislar las derivaciones de la toma de tierra es ventajoso. En algunos casos, la variedad inductiva entre las derivaciones y las tomas de tierra puede actuar de protección contra esas dificultades. Los cables de datos protegidos, conectados a tierra solo en un extremo, deberían emplearse para reducir la probabilidad de sobretensiones inducidas en las líneas de alimentación eléctrica.

Por lo que respecta a los equipos que se conectan a infraestructuras de terceros, como las líneas telefónicas y las principales líneas eléctricas, los que utilizan energía eléctrica de generadores o que tienen cables largos entre los sensores y los módulos, existe el riesgo de sobretensiones transitorias directas o inducidas en los cables. Se recomienda una protección apropiada contra sobretensiones y/o dispositivos aislantes donde se introducen los cables en los equipos y en ambos extremos de los cables largos. Debe prestarse especial atención a los dispositivos de protección contra sobretensiones de la toma de tierra, a fin de que se logre una compensación de potencial de tierra para cada sistema que se proteja.

### **7. Corrosión (entornos con altas concentraciones de sal, geotérmicos y húmedos)**

Los equipos instalados en lugares con atmósferas altas o moderadamente corrosivas pueden ser susceptibles de errores de datos debido al mal funcionamiento de los sensores y a una menor fiabilidad de los equipos.

Entre los problemas comunes cabe citar los siguientes:

- a) acumulación química exterior en elementos captadores, como los elementos captadores de la humedad relativa;
- b) alta fricción en los rodamientos del sensor;
- c) cojinetes, bisagras, cerrojos, pernos y terminales agarrotados;
- d) moho y corrosión en los tableros de circuitos impresos;
- e) conexiones de terminales de alta resistencia;
- f) fallas estructurales de montajes y abrazaderas.

Entre las estrategias de mitigación cabe citar lo siguiente:

- a) la utilización de materiales adecuados, como el acero inoxidable, el acero galvanizado y plásticos adecuados;
- b) la protección de conectores y abrazaderas con cinta impregnada de grasa o aceite u otros similares;
- c) la selección cuidadosa de tipos de metales en las juntas o la utilización de separadores y lubricantes de aislamiento (grasa de alta viscosidad) a fin de garantizar la reducción de la electrolisis.

## **8. Seguridad (contra la interferencia humana o la fauna y flora silvestres)**

La manipulación y el robo de equipos puede minimizarse mediante la instalación de estructuras de seguridad adecuadas, como las vallas de protección, o mediante la instalación de accesorios no extraíbles, para que los módulos de alto valor, como los paneles solares, no puedan extraerse sin las llaves o herramientas adecuadas.

Parte de la infraestructura inmaterial, como los plásticos y las cubiertas de cables pueden deteriorarse fácilmente por la acción de la fauna silvestre, por ejemplo, por pájaros que muerden los cables. Ello puede atenuarse utilizando cables armados o protegiendo los cables en conductos reforzados.

El aplastamiento físico o la desalineación de los sensores debido a la frotación de sensores y estructuras por animales grandes pueden atenuarse instalando vallados para ganado adecuados.

## **9. Pérdida de infraestructura**

Durante los fenómenos meteorológicos y geofísicos extremos, es probable que la red de distribución de energía eléctrica se encuentre indisponible durante muchos días. Debería idearse un sistema de baterías de seguridad adecuado para que siga funcionando el equipo hasta que se restablezca la energía eléctrica o hasta que los trabajadores puedan visitar el emplazamiento y reemplazar las baterías.

Además, durante los fenómenos meteorológicos y geofísicos extremos, las redes de telecomunicaciones podrían dejar de funcionar o encontrarse sobrecargadas durante muchos días. Los apagones pueden afectar a un solo operador, de modo que utilizar diversos operadores y vías de comunicación podría ser una alternativa útil, por ejemplo, disponer de comunicaciones celulares y satelitales en una central. Del mismo modo, el uso de sistemas redundantes y/o de despliegue rápido podría ayudar a minimizar los daños provocados por los fenómenos extremos.

## **10. Generalidades**

Un mantenimiento regular, tal como se describe en el capítulo 1 de la parte I (sección 1.3.5), permitirá aumentar la resistencia de las estructuras a los fenómenos extremos.

La caracterización de la respuesta de los instrumentos a los fenómenos extremos podría facilitar el uso de datos aun cuando operen más allá de las especificaciones del fabricante, y se insta a que se haga siempre que sea necesario. La calibración posterior de sensores dañados podría facilitar la recuperación de los datos registrados durante los fenómenos extremos.

La observación de estas directrices no garantiza el funcionamiento de la red mientras duren los fenómenos extremos. Los operadores humanos pueden reducir la pérdida de datos, si bien las condiciones extremas a menudo comportan un alto riesgo para la vida humana. En estas condiciones, se prevé cierta pérdida de datos.

---

## ANEXO 1.E. REQUISITOS DE INCERTIDUMBRE DE LAS MEDICIONES OPERATIVAS Y RENDIMIENTO DE LOS INSTRUMENTOS

(Véanse las notas explicativas que figuran al final del cuadro; en la primera fila se indican los números de las columnas)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Variable	Rango	Resolución comunicada	Modo de medición/ observación	Incertidumbre de medición requerida	Constante de tiempo del sensor	Tiempo medio de obtención	Incertidumbre de medición alcanzable	Observaciones
<b>1. Temperatura</b>								
1.1 Temperatura del aire	-80 a +60 °C	0,1 K	I	0,3 K para $\leq -40$ °C 0,1 K para $> -40$ °C y $\leq +40$ °C 0,3 K para $> +40$ °C	20 s	1 min	0,2 K	En la incertidumbre alcanzable y en la constante de tiempo efectiva puede influir el diseño de la protección del termómetro contra la radiación solar. La constante de tiempo depende de la corriente de aire sobre el sensor.
1.2 Extremos de la temperatura del aire	-80 a +60 °C	0,1 K	I	0,5 K para $\leq -40$ °C 0,3 K para $> -40$ °C y $\leq +40$ °C 0,5 K para $> +40$ °C	20 s	1 min	0,2 K	
1.3 Temperatura de la superficie del mar	-2 a +40 °C	0,1 K	I	0,1 K	20 s	1 min	0,2 K	
1.4 Temperatura del suelo	-50 a +50 °C	0,1 K	I		20 s	1 min	0,2 K	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
<i>Variable</i>	<i>Rango</i>	<i>Resolución comunicada</i>	<i>Modo de medición/ observación</i>	<i>Incertidumbre de medición requerida</i>	<i>Constante de tiempo del sensor</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>	
<b>2. Humedad</b>									
2.1	Temperatura del punto de rocío	-80 a +35 °C	0,1 K	I	0,1 K	20 s	1 min	0,25 K	La incertidumbre de medición depende de la desviación respecto de la temperatura del aire.
2.2	Humedad relativa	0 a 100%	1%	I	1%	20 s	1 min	0,2 K	<p>Temperatura de bulbo húmedo (psicrómetro)</p> <p>Si se mide directamente y conjuntamente con la temperatura del aire (bulbo seco). Los problemas de aspiración y limpieza pueden provocar grandes errores (véase también la nota 11). Ha de tenerse en cuenta el umbral de 0 °C para el bulbo húmedo.</p> <p>Estado sólido y otros</p> <p>La constante de tiempo y la incertidumbre alcanzable de los sensores de estado sólido pueden depender considerablemente de la temperatura y de la humedad.</p>
						40 s	1 min	3%	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Variable</i>	<i>Rango</i>	<i>Resolución comunicada</i>	<i>Modo de medición/ observación</i>	<i>Incertidumbre de medición requerida</i>	<i>Constante de tiempo del sensor</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
<b>3. Presión atmosférica</b>								
3.1 Presión	500 a 1 080 hPa	0,1 hPa	I	0,1 hPa	2 s	1 min	0,15 hPa	Tanto la presión de la estación como la presión del NMM. La presión dinámica debida al viento puede afectar considerablemente a la incertidumbre de medición si no se toman precauciones. La compensación de temperatura inadecuada del transductor puede afectar significativamente a la incertidumbre de medición. La incertidumbre en la altitud del barómetro afecta a la presión del NMM en las mediciones a bordo de buques.
3.2 Tendencia	No especificado	0,1 hPa	I	0,2 hPa			0,2 hPa	Diferencia entre valores instantáneos.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Variable</i>	<i>Rango</i>	<i>Resolución comunicada</i>	<i>Modo de medición/ observación</i>	<i>Incertidumbre de medición requerida</i>	<i>Constante de tiempo del sensor</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
<b>4. Nubes</b>								
4.1 Nubosidad	0/8 a 8/8	1/8	I	1/8	n/a		2/8	Con algoritmos de formación de nubes del período puede estimarse automáticamente la cantidad de nubes bajas.
4.2 Altura de la base de las nubes	0 m a 30 km	10 m	I	10 m para $\leq 100$ m 10% para $> 100$ m	n/a		~10 m	La incertidumbre de medición alcanzable puede determinarse utilizando un objetivo difícil. No existe una definición clara de la altura de la base de las nubes medida con instrumentos (por ejemplo, basada en la profundidad de penetración o en la discontinuidad significativa en el perfil de extinción). Sesgo significativo durante la precipitación.
4.3 Altura de la cima de las nubes	No disponible							

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Variable</i>	<i>Rango</i>	<i>Resolución comunicada</i>	<i>Modo de medición/ observación</i>	<i>Incertidumbre de medición requerida</i>	<i>Constante de tiempo del sensor</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
<b>5. Viento</b>								
5.1 Velocidad	0 a 75 m s <sup>-1</sup>	0,5 m s <sup>-1</sup>	P	0,5 m s <sup>-1</sup> para ≤ 5 m s <sup>-1</sup> 10% para > 5 m s <sup>-1</sup>	Constante de distancia 2 a 5 m	2 y/o 10 min	0,5 m s <sup>-1</sup> para ≤ 5 m s <sup>-1</sup> 10% para > 5 m s <sup>-1</sup>	<p>Promedio superior a 2 y/o 10 minutos. Dispositivos no lineales. El proceso de promediado debe concebirse minuciosamente. Por lo general, la constante de distancia se expresa como duración de la respuesta. Promedios calculados sobre componentes cartesianas (véase el capítulo 3 de la parte IV (sección 3.6) de esta Guía). Cuando se utilicen anemómetros ultrasónicos no es necesaria la constante de distancia ni la de tiempo. En el caso de las estaciones móviles, es necesario tener en cuenta el movimiento de la estación, incluida su incertidumbre.</p>
5.2 Dirección	0 a 360°	1°	P	5°	Coefficiente de amortiguamiento > 0,3	2 y/o 10 min	5°	
5.3 Ráfagas	0,1 a 150 m s <sup>-1</sup>	0,1 m s <sup>-1</sup>	P	10%		3 s	0,5 m s <sup>-1</sup> para ≤ 5 m s <sup>-1</sup> 10% para > 5 m s <sup>-1</sup>	Debería registrarse el promedio más alta de 3 s.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Variable</i>	<i>Rango</i>	<i>Resolución comunicada</i>	<i>Modo de medición/ observación</i>	<i>Incertidumbre de medición requerida</i>	<i>Constante de tiempo del sensor</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
<b>6. Precipitación</b>								
6.1 Cantidad (diaria)	0 a 500 mm	0,1 mm	T	0,1 mm para $\leq 5$ mm 2% para $> 5$ mm	n/a	n/a	La mayor de 5% o 0,1 mm	Magnitud basada en cantidades diarias. La incertidumbre de medición depende de la buena recogida aerodinámica del pluviómetro y de la pérdida por evaporación en el pluviómetro calentado.
6.2 Espesor de la nieve	0 a 25 m	1 cm	I	1 cm para $\leq 20$ cm 5% para $> 20$ cm	$< 10$ s	1 min	1 cm	Espesor medio en una zona representativa del lugar de observación.
6.3 Espesor de la acumulación de hielo en buques	No especificado	1 cm	I	1 cm para $\leq 10$ cm 10% para $> 10$ cm				



1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Variable</i>	<i>Rango</i>	<i>Resolución comunicada</i>	<i>Modo de medición/ observación</i>	<i>Incertidumbre de medición requerida</i>	<i>Constante de tiempo del sensor</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
6.4 Intensidad de la precipitación	0,02 mm h <sup>-1</sup> a 2 000 mm h <sup>-1</sup>	0,1 mm h <sup>-1</sup>	I	(traza): n/a para 0,02 a 0,2 mm h <sup>-1</sup> 0,1 mm h <sup>-1</sup> para 0,2 a 2 mm h <sup>-1</sup> 5% para > 2 mm h <sup>-1</sup>	< 30 s	1 min	En condiciones de flujo constante en laboratorio, 5% por encima de 2 mm/h, 2% por encima de 10 mm/h <i>In situ</i> , 5 mm/h y 5% por encima de 100 mm/h	Valores de incertidumbre correspondientes a precipitación líquida únicamente. El viento afecta considerablemente a la incertidumbre. Los sensores pueden mostrar un comportamiento no lineal considerable. Para < 0,2 mm h <sup>-1</sup> : la constante de tiempo de los sensores solo para detección (sí/no) se ve afectada considerablemente durante la precipitación sólida cuando se utilizan pluviómetros de captación.
6.5 Duración de la precipitación (diaria)	0 a 24 h	60 s	T	n/a	60 s			Valor umbral de 0,02 mm/h.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Variable</i>	<i>Rango</i>	<i>Resolución comunicada</i>	<i>Modo de medición/ observación</i>	<i>Incertidumbre de medición requerida</i>	<i>Constante de tiempo del sensor</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
<b>7. Radiación</b>								
7.1 Duración de la insolación (diaria)	0 a 24 h	60 s	T	0,1 h	20 s	n/a	La mayor de 0,1 h o 2%	
7.2 Radiación neta, exposición radiante (diaria)	No especificado	1 J m <sup>-2</sup>	T	0,4 MJ m <sup>-2</sup> para ≤ 8 MJ m <sup>-2</sup> 5% para > 8 MJ m <sup>-2</sup>	20 s	n/a	15%	Exposición radiante expresada como sumas diarias (cantidad) de radiación (neta). La mejor incertidumbre operacional se obtiene al combinar las mediciones de dos piranómetros con dos pirogeómetros.
7.3 Radiación descendente/ ascendente total	No especificado	1 J m <sup>-2</sup>	T	2%	20 s	n/a	5% (diaria) 8% (horaria)	Exposición diaria total.
7.4 Radiación de onda larga descendente/ ascendente sobre la superficie terrestre	No especificado	1 J m <sup>-2</sup>	T	5%	20 s	n/a	10%	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Variable</i>	<i>Rango</i>	<i>Resolución comunicada</i>	<i>Modo de medición/ observación</i>	<i>Incertidumbre de medición requerida</i>	<i>Constante de tiempo del sensor</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
<b>8. Visibilidad</b>								
8.1 Alcance óptico meteorológico (MOR)	10 m a 100 km	1 m	I	50 m para $\leq 600$ m 10% para $> 600$ m a $\leq 1\ 500$ m 20% para $> 1\ 500$ m	< 30 s	1 y 10 min	La mayor de 20 m o 20%	La incertidumbre de medición alcanzable puede depender de la causa del oscurecimiento. Magnitud que se ha de promediar: coeficiente de extinción (véase el capítulo 3 de la parte IV (sección 3.6) de esta Guía). Preferencia por el promediado de valores logarítmicos.
8.2 Alcance visual en la pista (RVR)	10 m a 2 000 m	1 m	P	10 m para $\leq 400$ m 25 m para $> 400$ m a $\leq 800$ m 10% para $> 800$ m	< 30 s	1 y 10 min	La mayor de 20 m o 20%	De conformidad con OMM-N° 49, Volumen II, adjunto A (ed. de 2004) y OACI Doc. 9328-AN/908 (segunda ed., 2000). Puede que existan nuevas versiones de estos documentos en las que se especifiquen otros valores.
8.3 Luminancia de fondo	0 a 40 000 cd m <sup>-2</sup>	1 cd m <sup>-2</sup>	I		30 s	1 min	10%	Relacionada con la variable 8.2 RVR.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Variable	Rango	Resolución comunicada	Modo de medición/observación	Incertidumbre de medición requerida	Constante de tiempo del sensor	Tiempo medio de obtención	Incertidumbre de medición alcanzable	Observaciones
<b>9. Olas</b>								
9.1 Altura significativa de las olas	0 a 50 m	0,1 m	P	0,5 m para $\leq 5$ m 10% para $> 5$ m	0,5 s	20 min	0,5 m para $\leq 5$ m 10% para $> 5$ m	Promedio en 20 minutos para mediciones con instrumentos.
9.2 Período de las olas	0 a 100 s	1 s	P	0,5 s	0,5 s	20 min	0,5 s	Promedio en 20 minutos para mediciones con instrumentos.
9.3 Dirección de las olas	0 a 360°	1°	P	10°	0,5 s	20 min	20°	Promedio en 20 minutos para mediciones con instrumentos.
<b>10. Evaporación</b>								
10.1 Cantidad de evaporación en el tanque evaporimétrico	0 a 100 mm	0,1 mm	T	0,1 mm para $\leq 5$ mm 2% para $> 5$ mm	n/a			

## Notas:

- En la columna 1 figura la variable básica.
- En la columna 2 figura el rango común para la mayoría de las variables; los límites dependen de las condiciones climatológicas locales.
- En la columna 3 figura la resolución más estricta determinada por el *Manual de claves* (OMM-N° 306).
- En la columna 4:
  - I = Instantánea: con el fin de excluir la variabilidad natural en la pequeña escala y el ruido, un valor medio correspondiente a un período de un minuto se considera como el mínimo y el más apropiado; los promedios para períodos de hasta 10 minutos son aceptables.
  - P = Promedio: valores medios correspondientes a un período de tiempo determinado, especificados por los requisitos de cifrado.
  - T = Totales: totales para un período de tiempo determinado, especificados por los requisitos de cifrado.
- En la columna 5 se dan los requisitos de incertidumbre de medición recomendados para uso operativo general, es decir, los datos de nivel II conforme a FM 12, 13, 14, 15 y sus equivalentes en BUFR. Fueron adoptados por las ocho comisiones técnicas y son aplicables en meteorología sinóptica, aeronáutica, agrícola y marina, en hidrología, en climatología, etc. Estos requisitos son aplicables tanto en las estaciones meteorológicas dotadas de personal como en las automáticas conforme se establece en el *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544). Las distintas aplicaciones pueden tener requisitos menos estrictos. El valor especificado de la incertidumbre de medición requerida representa la incertidumbre del valor comunicado con respecto al valor verdadero, e indica el intervalo en que se encuentra el valor verdadero con una probabilidad especificada. El nivel de probabilidad recomendado es 95% ( $k=2$ ), que corresponde al nivel de 2 para una distribución normal (gausiana) de la variable. El supuesto de que todas las correcciones conocidas se tienen en cuenta supone que los errores en los valores comunicados tendrán un valor medio (o sesgo) próximo a cero. Todo sesgo residual debería ser pequeño en comparación con el requisito de incertidumbre de medición especificado. El valor verdadero es el valor que, en condiciones de funcionamiento, caracteriza perfectamente la variable que ha de medirse u observarse en el intervalo de tiempo, en la zona y/o en el volumen representativo requerido, teniendo en cuenta el emplazamiento y la exposición.

Notas (cont.):

6. Las columnas 2 a 5 se refieren a los requisitos establecidos por el Equipo de expertos de la CSB sobre las necesidades de datos procedentes de estaciones meteorológicas automáticas en 2004.
  7. Las columnas 6 a 8 se refieren al rendimiento operativo típico establecido por el Equipo de expertos de la CIMO sobre técnicas de medición en superficie en 2004.
  8. La incertidumbre de medición alcanzable (columna 8) se basa en el funcionamiento del sensor en una exposición nominal y recomendada que puede alcanzarse en la práctica operativa. Debería considerarse como una ayuda práctica para que los usuarios puedan determinar requisitos alcanzables y asequibles.
  9. n/a: no aplicable.
  10. Es preferible el término “incertidumbre” que el de “exactitud” (es decir, incertidumbre es conforme a las normas de la ISO/IEC/JCGM sobre la incertidumbre de las mediciones (ISO/IEC (2008) / JCGM (2008))).
  11. La temperatura del punto de rocío, la humedad relativa y la temperatura del aire están relacionadas, y, por lo tanto, sus incertidumbres también lo están. En el promediado, la humedad absoluta es la variable principal a la que se da preferencia.
-

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Brooks, C. E. P. y N. Carruthers, 1953: *Handbook of Statistical Methods in Meteorology*. M. O. 538, Oficina Meteorológica, Londres.
- Comité Conjunto para las Guías en Metrología, 2012: *Vocabulario Internacional de Metrología. Conceptos fundamentales y generales, y términos asociados (VIM)*. JCGM 200:2012.
- Eisenhart, C., 1963: "Realistic evaluation of the precision and accuracy of instrument calibration systems", en National Bureau of Standards–C, Engineering and Instrumentation, *Journal of Research*, vol. 67C, núm. 2.
- Instituto Nacional de Normas y Tecnología, 2008: *Guide for the Use of the International System of Units (SI)* (A. Thompson y B. N. Taylor). Publicación especial núm. 811 del NIST. Gaithersburg (Estados Unidos de América).
- Kok, C. J., 2000: *On the Behaviour of a Few Popular Verification Scores in Yes/No Forecasting*. Informe científico. WR-2000-04. Instituto Real de Meteorología de los Países Bajos, De Bilt.
- Linacre, E., 1992: *Climate Data and Resources – A Reference and Guide*. Routledge, Londres.
- Murphy, A. H. y R. W. Katz (eds.), 1985: *Probability, Statistics and Decision Making in the Atmospheric Sciences*. Westview Press, Boulder.
- Natrella, M. G., 1966: *Experimental Statistics*. National Bureau of Standards Handbook 91. Washington D. C.
- Oficina Internacional de Pesas y Medidas, 2006: *The International System of Units (SI)*. BIPM, Sèvres/París.
- Oficina Internacional de Pesas y Medidas/Comité Consultivo de Termometría, 1990: "The International Temperature Scale of 1990 (ITS-90)" (H. Preston Thomas), en *Metrologia*, núm. 27, págs. 3 a 10.
- Organización de Aviación Civil Internacional, 2002: *World Geodetic System — 1984 (WGS-84) Manual*. OACI Doc 9674-AN/946. Quebec.
- Organización Internacional de Normalización, 1994a: *Accuracy (Trueness and Precision) of Measurement Methods and Results – Part 1: General Principles and Definitions*, ISO 5725-1:1994/Cor.1:1998. Ginebra.
- , 1994b: *Accuracy (Trueness and Precision) of Measurement Methods and Results – Part 2: Basic Method for the Determination of Repeatability and Reproducibility of a Standard Measurement Method*, ISO 5725-2:1994/Cor.1:2002. Ginebra.
- , 2009: *Quantities and Units – Part 1: General*, ISO 80000-1: 2009. Ginebra.
- Organización Internacional de Normalización/Comisión Electrotécnica Internacional, 2008: *Uncertainty of Measurement – Part 3: Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*, ISO/IEC Guide 98-3:2008/Suppl.1:2008/Cor.1:2009, Suppl. 1:2008, Suppl. 2:2011. Ginebra. (Equivalente a: Comité Conjunto para las Guías en Metrología, 2008: *Evaluation of Measurement Data – Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*, JCGM 100:2008, corregida en 2010).
- Organización Meteorológica Mundial, 1966: *International Meteorological Tables* (S. Letestu, ed.) (1973 amendment) (WMO-No. 188, TP. 94). Ginebra.
- , 1970: *Performance Requirements of Aerological Instruments: an Assessment Based on Atmospheric Variability* (C. L. Hawson). Technical Note No. 112 (WMO-No. 267. TP.151). Ginebra.
- , 1992: *Vocabulario Meteorológico Internacional* (OMM-N° 182). Ginebra.
- , 1993: *Siting and Exposure of Meteorological Instruments* (J. Ehinger). Instruments and Observing Methods Report No. 55 (WMO/TD-No. 589). Ginebra.
- , 2001: *Compendio de apuntes de meteorología para la formación del personal agrometeorológico de las clases II y III* (J. Wieringa y J. Lomas) (OMM-N° 551). Ginebra.
- , 2002: "Station exposure metadata needed for judging and improving the quality of observations of wind, temperature and other parameters" (J. Wieringa y E. Rudel), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2002)*. Instruments and Observing Methods Report No. 75 (WMO/TD-No. 1123). Ginebra.
- , 2003: *Guidelines on Climate Metadata and Homogenization* (P. Llansó, ed.). World Climate Data and Monitoring Programme (WCDMP) Series Report No. 53 (WMO/TD-No. 1186). Ginebra.
- , 2008: *Guía de prácticas hidrológicas* (OMM-N° 168), volumen 1. Ginebra.
- , 2010a: *Informe final abreviado con resoluciones y recomendaciones de la Tercera reunión de la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina* (OMM-N° 1049). Ginebra.
- , 2010b: *Guide to Agricultural Meteorological Practices* (WMO-No. 134). Ginebra.
- , 2010c: *Guía del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 488). Ginebra.
- , 2010d: *Manual del Sistema Mundial de Proceso de Datos y de Predicción* (OMM-N° 485), volumen I, apéndice II-2. Ginebra.
- , 2010e: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544), volumen I. Ginebra.

- , 2010f: *Weather Reporting* (WMO-No. 9), volumen A. Ginebra.
- , 2011a: *Guía de prácticas climatológicas* (OMM-N° 100). Ginebra.
- , 2011b: *Reglamento Técnico* (OMM-N° 49), Volumen I, apéndice A. Ginebra.
- , 2014: *Guía de sistemas meteorológicos de observación y distribución de información para los servicios meteorológicos aeronáuticos* (OMM-N° 731). Ginebra.
- Orlanski, I., 1975: "A rational subdivision of scales for atmospheric processes", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 56, págs. 527 a 530.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 2. MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA .....	66
2.1 Generalidades .....	66
2.1.1 Definición .....	66
2.1.2 Unidades y escalas .....	66
2.1.3 Requisitos meteorológicos .....	67
2.1.3.1 Generalidades .....	67
2.1.3.2 Requisitos de exactitud .....	67
2.1.3.3 Tiempos de respuesta de los termómetros .....	68
2.1.3.4 Registro de las circunstancias en que se efectúan las mediciones .....	68
2.1.4 Métodos de medición .....	68
2.1.4.1 Exposición y emplazamiento .....	69
2.1.4.2 Patrones de temperatura .....	69
2.2 Termómetros de líquido en cápsulas de vidrio .....	70
2.2.1 Descripción general .....	70
2.2.1.1 Termómetros (de estación) ordinarios .....	71
2.2.1.2 Termómetros de máxima .....	71
2.2.1.3 Termómetros de mínima .....	71
2.2.1.4 Termómetros de suelo .....	72
2.2.2 Procedimientos de medición .....	72
2.2.2.1 Lectura de termómetros ordinarios .....	72
2.2.2.2 Medición de temperaturas mínimas de la hierba .....	73
2.2.2.3 Medición de las temperaturas del suelo .....	73
2.2.3 Exposición y emplazamiento .....	73
2.2.4 Fuentes de error .....	74
2.2.4.1 Errores elásticos .....	74
2.2.4.2 Errores causados por el tubo saliente .....	74
2.2.4.3 Errores de paralaje y errores de lectura ostensibles .....	75
2.2.4.4 Errores debidos a diferencias de dilatación .....	75
2.2.4.5 Errores asociados a los termómetros de alcohol .....	75
2.2.5 Comparación y calibración .....	76
2.2.5.1 Calibración en laboratorio .....	76
2.2.5.2 Comprobaciones y calibración en condiciones reales .....	76
2.2.6 Correcciones .....	77
2.2.7 Mantenimiento .....	77
2.2.7.1 Rotura de la columna de líquido .....	77
2.2.7.2 Ilegibilidad de la escala .....	78
2.2.8 Seguridad .....	78
2.3 Termógrafos mecánicos .....	78
2.3.1 Descripción general .....	78
2.3.1.1 Termógrafo bimetalico .....	78
2.3.1.2 Termógrafo de tubo de Bourdon .....	79
2.3.2 Procedimientos de medición .....	79
2.3.3 Exposición y emplazamiento .....	79
2.3.4 Fuentes de error .....	79
2.3.5 Comparación y calibración .....	79
2.3.5.1 Calibración en laboratorio .....	79
2.3.5.2 Comparación en condiciones reales .....	80
2.3.6 Correcciones .....	80
2.3.7 Mantenimiento .....	80
2.4 Termómetros eléctricos .....	80
2.4.1 Descripción general .....	80
2.4.1.1 Termómetros de resistencia eléctrica .....	80
2.4.1.2 Termómetros de semiconductor .....	81
2.4.1.3 Termopares .....	82
2.4.2 Procedimientos de medición .....	83
2.4.2.1 Termómetros de resistencia eléctrica .....	83
2.4.2.2 Termopares .....	83
2.4.3 Exposición y emplazamiento .....	84



	<i>Página</i>
2.4.4 Fuentes de error . . . . .	84
2.4.4.1 Termómetros de resistencia eléctrica . . . . .	84
2.4.4.2 Termopares . . . . .	85
2.4.5 Comparación y calibración . . . . .	85
2.4.5.1 Termómetros de resistencia eléctrica . . . . .	85
2.4.5.2 Termopares . . . . .	86
2.4.6 Correcciones . . . . .	86
2.4.7 Mantenimiento . . . . .	86
2.5 Protección contra las radiaciones . . . . .	86
2.5.1 Garitas de persiana . . . . .	87
2.5.2 Otras protecciones ventiladas artificialmente . . . . .	88
ANEXO. DETERMINACIÓN DE LOS PUNTOS FIJOS DE LA ESCALA INTERNACIONAL DE TEMPERATURA DE 1990 . . . . .	90
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA . . . . .	92

## CAPÍTULO 2. MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA

### 2.1 GENERALIDADES

#### 2.1.1 Definición

La Organización Meteorológica Mundial (OMM, 1992) define la temperatura como la magnitud física que caracteriza el movimiento aleatorio medio de las moléculas en un cuerpo físico. Cuando dos cuerpos están en contacto térmico terminan teniendo la misma temperatura, siendo este uno de los comportamientos característicos de la temperatura. Por lo tanto, la temperatura representa el estado termodinámico de un cuerpo y su valor está determinado por la dirección del flujo neto de calor entre dos cuerpos. En un sistema de este tipo, se dice que el cuerpo que pierde calor globalmente en favor del otro, se encuentra a mayor temperatura. Sin embargo, resulta difícil definir la magnitud física de la temperatura con respecto al “estado de un cuerpo”. La solución que se ha encontrado consiste en definir una escala de temperaturas aprobada internacionalmente basada en puntos de congelación y en puntos triples universales<sup>1</sup>. La escala que se está aplicando actualmente es la Escala Internacional de Temperatura de 1990 (EIT-90)<sup>2</sup>, en la que la temperatura se expresa en  $t_{90}$  (temperatura Celsius) o en  $T_{90}$  (temperatura kelvin). Para el rango de valores meteorológicos ( $-95\text{ °C}$  a  $+60\text{ °C}$ ),  $t_{90}$  está definida por medio de un conjunto bien especificado de termómetros de resistencia de platino calibrados en una serie de puntos fijos que se determinan y la aplicación de procedimientos especificados de interpolación (BIPM, 1989 y 1990).

Para fines meteorológicos se miden las temperaturas de numerosos medios. La variable más comúnmente medida es la temperatura del aire (a diversas alturas). Otras variables son la temperatura mínima de la hierba, la del terreno, la del suelo y la temperatura del agua de mar. La OMM (1992) define la temperatura del aire como “la temperatura leída en un termómetro expuesto al aire, protegido de la radiación solar directa”. Aunque esta definición no se pueda utilizar como definición de la magnitud termodinámica propiamente dicha, sirve para la mayoría de las aplicaciones.

#### 2.1.2 Unidades y escalas

La temperatura termodinámica ( $T$ ), expresada en kelvines (K), también conocida como “temperatura kelvin”, es la temperatura básica. Un kelvin equivale a  $1/273,16$  de la temperatura termodinámica del punto triple del agua. En meteorología se utiliza casi siempre la temperatura ( $t$ ) en grados Celsius (o “temperatura Celsius”), definida por la ecuación 2.1 (a partir de la referencia secundaria del punto de congelación del cuadro 2.A.2 del anexo):

$$t/^{\circ}\text{C} = T/\text{K} - 273,15 \quad (2.1)$$

Una diferencia de temperatura de un grado Celsius ( $^{\circ}\text{C}$ ) es igual a un kelvin (K). Cabe señalar que la unidad K se utiliza sin el símbolo de grado.

En la escala termodinámica de temperaturas, las mediciones se expresan como diferencias respecto del cero absoluto (0 K), que es la temperatura a la cual las moléculas de cualquier sustancia carecen de energía cinética. La escala de temperaturas generalmente utilizada desde 1990 es la EIT-90 (véase el anexo), basada en determinados valores de temperatura asignados a ciertos estados de equilibrio reproducibles (véase el cuadro 2.A.1 del anexo), y en determinados instrumentos patrón calibrados a esas temperaturas. La EIT se definió de tal manera que la temperatura medida en esta escala coincide con la temperatura termodinámica, y cualquier diferencia está dentro de los márgenes de incertidumbre de las mediciones. Además de

<sup>1</sup> El órgano autorizado en lo referente a esta escala es la Oficina Internacional de Pesas y Medidas (BIPM), Sèvres (París); véase <http://www.bipm.org>. El Comité Consultivo de Termometría de la BIPM es el órgano ejecutivo encargado de establecer y aplicar la Escala Internacional de Temperatura.

<sup>2</sup> Se puede consultar información práctica sobre la EIT-90 en su propio sitio web: <http://www.its-90.com>.

determinar los puntos fijos de esta escala, existen también otros puntos de referencia secundarios (véase el cuadro 2.A.2 del anexo). Las temperaturas de interés meteorológico se obtienen mediante la interpolación entre los puntos fijos, aplicando las fórmulas normalizadas que figuran en el anexo.

### 2.1.3 **Requisitos meteorológicos**

#### 2.1.3.1 **Generalidades**

Los requisitos meteorológicos para las mediciones de temperatura en meteorología están relacionados principalmente con:

- a) el aire cerca de la superficie de la Tierra;
- b) la superficie del terreno;
- c) el suelo a diversas profundidades;
- d) los niveles de superficie del mar y de los lagos;
- e) la atmósfera superior.

Estas mediciones son necesarias, conjuntamente o por separado, y a escala local o mundial, para introducir datos en los modelos de predicción numérica del tiempo, para fines hidrológicos y agrícolas, y como indicadores de la variabilidad del clima. La temperatura local tiene también importancia fisiológica para las actividades cotidianas de la población mundial. Las mediciones de temperatura pueden necesitarse en forma de registros continuos, o pueden obtenerse a intervalos de tiempo diferentes. En este capítulo se examinan los requisitos relacionados con los apartados a), b) y c).

#### 2.1.3.2 **Requisitos de exactitud**

El intervalo de valores, el grado de resolución de la información y la incertidumbre requeridos en las mediciones de temperatura aparecen detallados en el capítulo 1 de la parte I de esta Guía. En la práctica, puede no resultar económico proporcionar termómetros que cumplan directamente las condiciones requeridas. En cambio, se utilizan termómetros menos costosos, calibrados con arreglo a un patrón de laboratorio, introduciendo las correcciones necesarias en las lecturas obtenidas. Es preciso limitar la magnitud de las correcciones, a fin de mantener dentro de un margen los errores residuales. Los valores de funcionamiento del termómetro se escogerán, asimismo, de modo que reflejen el margen de variación del clima local. A título de ejemplo, en el cuadro siguiente figura un intervalo aceptable de valores de calibración y de error para termómetros que abarcan una escala de medición típica.

#### **Ejemplo de posibles características de los termómetros**

<i>Tipo de termómetro</i>	<i>Ordinario</i>	<i>Máxima</i>	<i>Mínima</i>
Ámbito de la escala (°C)	-30 a 45	-30 a 50	-40 a 40
Intervalo de calibración (°C)	-30 a 40	-25 a 40	-30 a 30
Error máximo (K)	< 0,2	0,2	0,3
Diferencia máxima entre corrección máxima y mínima dentro de la escala (K)	0,2	0,3	0,5
Variación máxima de la corrección en cualquier intervalo de 10 °C (K)	0,1	0,1	0,1

Todos los instrumentos de medición de temperatura deberían entregarse con un certificado que confirme el cumplimiento de las especificaciones adecuadas en cuanto a incertidumbre de las mediciones o a prestaciones del instrumento, o bien con un certificado de calibración que indique las correcciones que hay que aplicar para obtener la incertidumbre de medición requerida. Esta comprobación y calibración iniciales deberían ser realizadas por un laboratorio de calibración acreditado. Posteriormente, también deberían verificarse los instrumentos de medición de temperatura a intervalos regulares, utilizando para ello un patrón adecuado según el instrumento o sensor a calibrar.

### 2.1.3.3 ***Tiempos de respuesta de los termómetros***

Para las observaciones meteorológicas ordinarias no hay ventaja alguna en utilizar termómetros con una constante de tiempo o con un coeficiente de retardo muy pequeños, ya que la temperatura del aire fluctúa constantemente hasta en uno o dos grados en pocos segundos. Por eso, para obtener una lectura representativa con este tipo de termómetros habría que calcular la media de varias lecturas, en tanto que los termómetros con una constante de tiempo mayor tienden a suavizar las fluctuaciones rápidas. Sin embargo, una constante de tiempo demasiado grande puede dar lugar a errores si los cambios de temperatura duran períodos largos. Se recomienda que la constante de tiempo, definida como el tiempo necesario para que el termómetro registre el 63,2% de un cambio discreto de la temperatura del aire, sea de 20 segundos. La constante de tiempo depende del flujo de aire sobre el sensor.

### 2.1.3.4 ***Registro de las circunstancias en que se efectúan las mediciones***

La temperatura es uno de los parámetros meteorológicos cuya medición es muy sensible a la exposición. Para los estudios sobre el clima en particular, las mediciones de temperatura resultan afectadas por el estado del entorno circundante, la vegetación, la presencia de edificios u otros objetos, la cubierta del suelo, el estado y las diferencias de diseño del escudo o de la pantalla contra las radiaciones, y otros cambios en el equipo (OMM, 2011). Por consiguiente, es importante llevar registros no solo de los datos de temperatura, sino también de las circunstancias en que se han realizado las mediciones. Esta información se conoce como metadatos (datos acerca de datos; véase el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.C)).

### 2.1.4 **Métodos de medición**

Una forma de medir la temperatura de un objeto consiste en dejar que el termómetro alcance la temperatura del objeto (es decir, ponerlo en equilibrio termodinámico con este), y efectuar entonces la medición de la temperatura de dicho termómetro. También se puede determinar la temperatura mediante un radiómetro, sin necesidad de alcanzar un equilibrio térmico.

Toda propiedad física de una sustancia que sea función de la temperatura puede servir de base para construir un termómetro. Las propiedades utilizadas generalmente en los termómetros meteorológicos son la dilatación térmica y la variación de la resistencia eléctrica con la temperatura. Los termómetros radiométricos operan en la banda infrarroja del espectro electromagnético y se utilizan, entre otras aplicaciones, para medir la temperatura desde satélites. Existe una técnica especial para determinar la temperatura del aire utilizando muestreo ultrasónico que ha sido diseñado con objeto de determinar la velocidad del aire y que, además, proporciona la velocidad media de las moléculas de aire y, por consiguiente, su temperatura (OMM, 2002a).

Los termómetros que indican la temperatura ambiente suelen denominarse termómetros ordinarios, y los que indican las temperaturas extremas a lo largo de un período de tiempo se denominan termómetros de máxima o de mínima.

Existen varios textos de uso corriente sobre el diseño de instrumentos y prácticas de laboratorio para la medición de temperatura, por ejemplo, Jones (1992) y Middleton y Spilhaus (1960).

Teniendo en cuenta los conceptos de la termometría, cuando se trate de aplicaciones meteorológicas, habría que tratar de utilizar únicamente tecnologías específicas a causa de las limitaciones impuestas por las características del clima o del medio ambiente.

#### 2.1.4.1 **Exposición y emplazamiento**

La radiación del sol, las nubes, el suelo y otros objetos circundantes atraviesa el aire sin modificar apreciablemente su temperatura, pero un termómetro expuesto al aire libre puede absorber una cantidad de radiación considerable. En consecuencia, su temperatura puede diferir de la temperatura verdadera del aire en una magnitud que dependerá de la intensidad de la radiación y del cociente entre la radiación absorbida y el calor disipado. Para algunos elementos de estos termómetros, como el finísimo alambre de los termómetros de resistencia de hilo descubierto, la diferencia de temperatura puede ser muy pequeña o incluso insignificante, pero con los utilizados más habitualmente la diferencia de temperatura puede alcanzar los 25 K en condiciones extremadamente desfavorables. Así pues, para asegurarse de que el termómetro esté a la temperatura verdadera del aire es necesario protegerlo de la radiación mediante una garita o protección que le sirva a la vez de soporte. Esta garita lo protegerá también de las precipitaciones, permitirá al aire circular libremente a su alrededor e impedirá que se dañe accidentalmente. Dependiendo de las corrientes de aire locales, las precipitaciones sobre el sensor bajarán las temperaturas del mismo, haciendo que este funcione como un termómetro húmedo. No obstante, la circulación de aire puede verse obstaculizada cuando se forma escarcha. Hay diversas maneras de reducir los errores de observación en tales circunstancias, entre ellas el diseño especial de las garitas o de los instrumentos de medición de la temperatura integrando, por ejemplo, ventilación artificial. Sin embargo, en el caso de la ventilación artificial, se debería evitar cuidadosamente la influencia impredecible de la combinación de deposiciones húmedas y evaporación durante los episodios de precipitaciones, lloviznas, niebla y similares. En Sparks (1970) se facilita información general sobre conceptos de mediciones de temperaturas aplicables en prácticas operativas.

A fin de obtener resultados representativos cuando se comparan las lecturas termométricas de lugares y momentos diferentes, es también indispensable normalizar la exposición de la garita y, por consiguiente, del termómetro propiamente dicho. En las actividades meteorológicas habituales, la temperatura del aire observada debería ser representativa del estado del aire que rodea la estación en un área lo más extensa posible, y a una altura de entre 1,25 y 2 m por encima del nivel del suelo. Este último dato se especifica porque en las capas más bajas de la atmósfera pueden darse importantes gradientes verticales de temperatura. El mejor lugar para realizar las mediciones es, pues, por encima del nivel del suelo, con exposición directa al sol y al viento, y libre de la sombra o proximidad de árboles, edificios u otros objetos que obstruyan. Las pendientes muy inclinadas y las depresiones del terreno están expuestas a condiciones excepcionales, por lo que convendría evitarlas. En los pueblos y ciudades, las características locales suelen ser más marcadas que en las zonas rurales. Las observaciones de temperatura en las cimas de los edificios son de dudoso valor y utilidad, debido al gradiente vertical variable de temperatura que existe en esos lugares y al efecto del propio edificio sobre la distribución de la temperatura.

En la clasificación de emplazamientos de las estaciones terrestres de observación en superficie (véase el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.B) de la presente Guía) se proporcionan más orientaciones sobre la selección de un emplazamiento y la ubicación de un termómetro en un emplazamiento a los fines de optimizar la representatividad.

#### 2.1.4.2 **Patrones de temperatura**

Patrones de laboratorio

Los laboratorios nacionales de patrones tendrán y mantendrán termómetros patrón primarios. Un laboratorio meteorológico nacional u otro laboratorio de calibración acreditado tendrán como patrón de trabajo un termómetro de resistencia de platino de gran pureza, trazado al

patrón nacional. La incertidumbre de este termómetro podrá ser verificada periódicamente en una célula de punto triple del agua. El punto triple del agua está exactamente definido y puede ser reproducido en una célula de punto triple con una incertidumbre de  $1 \cdot 10^{-4}$  K.

#### Patrones de campo

El psicrómetro de referencia de la OMM (OMM, 1992) es el instrumento de referencia para determinar la relación entre la temperatura del aire, medida con instrumentos de superficie convencionales, y la temperatura verdadera del aire. Este instrumento ha sido diseñado como aparato autónomo y no necesita garita ni protección; es el más exacto de que se dispone para evaluar y comparar sistemas de instrumentos. No está concebido para ser utilizado en las actividades cotidianas de meteorología y permite medir temperaturas con una incertidumbre de 0,04 K (con un nivel de confianza del 95%). El capítulo 4 de la parte I contiene más información al respecto.

## 2.2 TERMÓMETROS DE LÍQUIDO EN CÁPSULAS DE VIDRIO

### 2.2.1 Descripción general

Para las observaciones de rutina de la temperatura del aire, incluidas las correspondientes a las temperaturas máxima, mínima y del termómetro húmedo, se utilizan todavía habitualmente termómetros de líquido en cápsula de vidrio. Estos termómetros indican la temperatura mediante la dilatación relativa de un líquido puro con respecto al vidrio que lo contiene. El tubo tiene una delgada perforación conectada al bulbo principal; el volumen del líquido en el termómetro es tal que el bulbo se encuentra completamente lleno, mientras que el tubo solo lo está parcialmente para todas las temperaturas a medir. Los cambios de volumen del líquido respecto de su recipiente se traducirán en cambios en la columna líquida; calibrando el instrumento mediante un termómetro patrón, será posible marcar una escala de temperatura sobre el tubo o sobre un soporte firmemente unido a aquel.

El líquido que se emplea depende del intervalo de temperaturas que se requiera; se suele utilizar el mercurio<sup>3</sup>, para temperaturas superiores a su punto de congelación ( $-38,9$  °C), o bien el alcohol etílico u otros líquidos orgánicos puros para temperaturas más bajas. El vidrio debería ser normal o borosilicatado, del tipo aprobado para su uso en termómetros. El diseño del bulbo es delgado pero suficientemente resistente para facilitar la conducción de calor hacia y desde el bulbo y su contenido. Una perforación más estrecha facilita el movimiento del líquido en el tubo para un cambio de temperatura dado, pero reduce el intervalo útil de temperatura del termómetro para una longitud determinada del tubo. Antes de graduarlo, el termómetro debería templarse adecuadamente, a fin de atenuar los cambios lentos que se producen en el vidrio por efecto del envejecimiento.

La construcción de los termómetros meteorológicos responde a cuatro tipos principales:

- a) revestidos, con la escala grabada en el tubo del termómetro;
- b) revestidos, con la escala grabada en una tira de vidrio opalino fijada al tubo del termómetro en el interior del receptáculo;
- c) sin revestimiento, con la graduación marcada en el tubo y montado sobre un soporte de metal, porcelana o madera donde figuran los números de la escala;
- d) sin revestimiento, con la escala grabada sobre el tubo.

<sup>3</sup> En el capítulo 3 de la parte I (sección 3.2.7), se proporcionan consejos sobre la utilización sin riesgos del mercurio. El Convenio de Minamata sobre el Mercurio del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente entró en vigor en octubre de 2013 y repercutirá significativamente en la utilización del mercurio para aplicaciones meteorológicas.

En algunos termómetros el vidrio del tubo forma una lente en su parte frontal para ofrecer una imagen aumentada de la columna de mercurio.

Los tipos a) y b) presentan, frente a los tipos c) y d), la ventaja de que las marcas de su escala están protegidas de la intemperie. En los dos últimos tipos es necesario volver a ennegrecer las marcas del termómetro de cuando en cuando; por otra parte, son más fáciles de construir que los de tipo a) y b). Los tipos a) y d) tienen la ventaja de ser menos propensos a los errores de paralaje (véase la sección 2.2.4). En Oficina de Publicaciones de Su Majestad (1980) figura información general sobre termómetros diseñados para ser utilizados en prácticas meteorológicas.

Sea cual sea el tipo que se adopte, ni el revestimiento ni la montura deberían ser demasiado voluminosos, ya que ello supondría una capacidad calorífica muy elevada. Al mismo tiempo, deberían ser suficientemente robustos para no resultar dañados durante las manipulaciones o el transporte.

Para los termómetros de mercurio en cápsula de vidrio, especialmente los de máxima, es importante que el vacío que queda por encima de la columna de mercurio sea casi perfecto. Todos los termómetros deberían estar graduados para una inmersión total, excepto los que miden la temperatura del suelo. A continuación se exponen, en los apartados correspondientes, los requisitos especiales que deberían reunir los termómetros, según su finalidad.

#### 2.2.1.1 **Termómetros (de estación) ordinarios**

Estos termómetros son los más exactos de todos los de uso meteorológico. Generalmente son del tipo de mercurio en cápsula de vidrio. Las marcas de su escala están a intervalos de 0,2 K o 0,5 K, y la escala es más amplia que la de los demás termómetros meteorológicos.

El termómetro ordinario se utiliza cubierto por una garita, para evitar errores debidos a la radiación. Un soporte lo mantiene en posición vertical, con el bulbo en el extremo inferior. El bulbo es o bien cilíndrico, o en forma de cebolla.

Un par de termómetros ordinarios puede ser utilizado como psicrómetro si uno de ellos está equipado con una vaina de bulbo húmedo<sup>4</sup>.

#### 2.2.1.2 **Termómetros de máxima**

El tipo de termómetro de máxima recomendado es el de mercurio en cápsula de vidrio, con un estrechamiento entre el bulbo y el comienzo de la escala. Dicho estrechamiento impide que la columna de mercurio descienda aunque disminuya la temperatura. Sin embargo, el observador puede "reajustar" el termómetro sujetando firmemente el extremo del bulbo hacia abajo y sacudiendo a continuación el brazo hasta que la columna de mercurio se reunifique. Los termómetros de máxima deberían estar montados a un ángulo de unos 2° respecto de la horizontal, con el bulbo en el extremo inferior para que la columna de mercurio se apoye en el estrechamiento sin que la gravedad le obligue a atravesarlo. Es conveniente que la perforación se ensanche en el extremo superior del tubo, para que las partes de la columna que hayan quedado separadas se puedan unir fácilmente.

#### 2.2.1.3 **Termómetros de mínima**

En lo que se refiere a los termómetros de mínima, el instrumento más habitual es un termómetro de alcohol con un índice de vidrio oscuro, de unos 2 cm de longitud, sumergido en el alcohol. En el tubo de estos termómetros hay siempre algo de aire, por lo que conviene dotarlos de una cámara de seguridad en su extremo superior, de un tamaño suficiente para que el instrumento pueda soportar una temperatura de 50 °C sin sufrir daños. Los termómetros de mínima deberían estar sustentados de manera análoga a los termómetros de máxima, en posición casi horizontal.

<sup>4</sup> Las temperaturas registradas con termómetros de bulbo húmedo se explican en el capítulo 4 de la parte I.



Los termómetros de mínima pueden utilizar diversos tipos de líquidos como, por ejemplo, el alcohol etílico, el pentano o el tolueno. Es importante que el líquido sea lo más puro posible, ya que la presencia de ciertas impurezas aumenta la tendencia del líquido a polimerizarse bajo los efectos de la luz y con el paso del tiempo; la polimerización modifica los resultados de la calibración. En el caso del alcohol etílico, por ejemplo, el alcohol debería estar completamente libre de acetona.

Los termómetros de mínima se utilizan también para obtener la temperatura mínima de la hierba.

#### 2.2.1.4 **Termómetros de suelo**

Para medir las temperaturas del suelo a profundidades iguales o inferiores a 20 cm se utilizan habitualmente termómetros de mercurio en cápsulas de vidrio cuyos tubos forman un ángulo recto u otro ángulo apropiado por debajo de la graduación más baja. El bulbo del termómetro se inserta en el suelo hasta la profundidad requerida, y la lectura de la escala se hace con el termómetro *in situ*. Estos termómetros están graduados para ser introducidos hasta la profundidad de medición. Como el resto del instrumento se mantiene a la temperatura del aire, debería haber en el extremo del tubo una cámara de seguridad que permita la expansión del mercurio.

Para medir temperaturas a profundidades superiores a 20 cm se recomienda usar termómetros de mercurio en cápsula de vidrio montados sobre tubos de madera, vidrio o plástico, con los bulbos recubiertos de cera o de pintura metálica. El conjunto termómetro/tubo se suspende o se introduce entonces en tubos de metal o de plástico de paredes delgadas, previamente hundidos en el suelo hasta la profundidad requerida. En climas fríos, el extremo superior del tubo externo debería sobresalir del suelo hasta una altura superior a la de la cubierta de nieve que se espere tener.

La técnica consistente en utilizar tubos verticales de acero no es adecuada para medir la variación diurna de la temperatura del suelo, particularmente en suelos secos, y los cálculos de las propiedades térmicas del suelo basados en esas mediciones podrían tener un margen de error importante a causa de la influencia del calor de la capa de superficie.

El alto valor de la constante de tiempo, como consecuencia de una mayor capacidad calorífica, permite extraer estos termómetros del tubo externo y efectuar la lectura antes de que la temperatura varíe apreciablemente respecto de la temperatura del suelo.

Cuando el suelo esté cubierto de nieve, para que el observador pueda acercarse a la línea de termómetros sin alterar la cubierta de nieve, se recomienda construir una pasarela de poco peso paralela a dicha línea. Esta pasarela debería estar diseñada de manera que su parte superior se pudiera desmontar entre una serie de lecturas y la siguiente sin alterar la cubierta de nieve.

### 2.2.2 **Procedimientos de medición**

#### 2.2.2.1 **Lectura de termómetros ordinarios**

La lectura de los termómetros debería hacerse lo más rápidamente posible, a fin de evitar cambios de temperatura imputables a la presencia del observador. Dado que el menisco, o índice, de líquido y la escala del termómetro no están en un mismo plano, habrá que tener cuidado para evitar los errores de paralaje. Para no incurrir en estos errores, el observador deberá cerciorarse de que la línea recta definida por su ojo y el menisco o índice formen un ángulo recto con el tubo del termómetro. Como las escalas de los termómetros no contienen, por lo general, subdivisiones inferiores a la quinta parte de un grado, las lecturas redondeadas a la décima de grado más próxima, que son esenciales en psicrometría, deberán hacerse por estimación. Las correcciones por errores de escala, si las hay, deberían aplicarse a las lecturas. La lectura y puesta



en estación de los termómetros de máxima y de mínima tendrían que efectuarse al menos dos veces al día y se deberían comparar con frecuencia estas lecturas con las de un termómetro ordinario para asegurarse de que no haya errores importantes.

#### 2.2.2.2 **Medición de temperaturas mínimas de la hierba**

La temperatura mínima de la hierba es la temperatura más baja alcanzada a lo largo de una noche por un termómetro expuesto al aire libre sobre la hierba corta. Esta temperatura se mide con un termómetro de mínima como el que se describe en la sección 2.2.1.3. El termómetro debería estar montado sobre un soporte adecuado que lo sustente con una inclinación de unos  $2^\circ$  respecto de la horizontal, con el bulbo a menor altura que el tubo, entre 25 y 50 mm por encima del suelo, y en contacto con las puntas de la hierba. Cuando el suelo esté cubierto de nieve, el termómetro debería estar situado inmediatamente por encima de la superficie de la nieve, lo más cerca posible de esta sin llegar a tocarla.

Normalmente, el termómetro se expone a la última hora de observación antes de la puesta del sol, y la lectura se realiza a la mañana siguiente. Durante el día, el instrumento se guarda protegido por una garita, o en un lugar cerrado. No obstante, en las estaciones que no cuentan con ningún observador a la puesta del sol podría ser necesario dejar el termómetro expuesto durante todo el día. En caso de un sol intenso, el alcohol del instrumento podría evaporarse y condensarse en la parte superior del tubo. Puede reducirse este efecto colocando una pantalla metálica negra revestida de una funda de algodón sobre el extremo del termómetro que contiene la cámara de seguridad; esta pantalla absorbe más radiación y alcanza, por consiguiente, una temperatura mayor que el resto del instrumento. De ese modo, si se forma vapor, este se condensará en un punto del tubo, por debajo del extremo superior de la columna de alcohol.

#### 2.2.2.3 **Medición de las temperaturas del suelo**

Las profundidades típicas para las mediciones de temperatura del suelo son 5, 10, 20, 50 y 100 cm por debajo de la superficie, si bien es posible realizarlas también a otras profundidades. El lugar de medición debería ser una porción de terreno llano y despejado, de unos  $75 \text{ cm}^2$ , representativa del suelo circundante del que se deseen tomar datos. Si la superficie no fuera representativa de los alrededores, su extensión no debería ser inferior a  $100 \text{ m}^2$ . Cuando el suelo esté cubierto de nieve, es conveniente medir también la temperatura de la cubierta de nieve. Si no hay demasiada nieve, se puede apartar del suelo antes de efectuar las lecturas, y colocarla después de nuevo en su lugar.

Al describir un emplazamiento para medir la temperatura del suelo, se debería anotar el tipo de suelo, la cubierta de suelo y el grado y la dirección de la pendiente del terreno. Siempre que sea posible, se deberían indicar las constantes físicas del suelo, tales como la densidad aparente, la conductividad térmica o el contenido de humedad a la capacidad de campo. Además, se deberían incluir el nivel de la capa freática (si no estuviera a más de 5 m de la superficie) y la estructura del suelo.

En las estaciones agrometeorológicas es conveniente realizar el registro continuo de las temperaturas del suelo y del aire a diferentes niveles en la capa adyacente al suelo (desde el nivel del suelo hasta unos 10 m por encima del límite superior de la vegetación predominante).

#### 2.2.3 **Exposición y emplazamiento**

Tanto los termómetros ordinarios como los de máxima y mínima se usan siempre protegidos por una garita instalada sobre un soporte. Los termómetros de extremas van montados sobre soportes adecuados que los mantienen en un ángulo de unos  $2^\circ$  respecto de la horizontal, con el bulbo a menor altura que el tubo.

El termómetro de mínimas de la hierba se coloca y se expone en el lugar de medición tal y como se indica en la sección 2.2.2.2. En una estación en que la nieve sea persistente y de profundidad variable, puede utilizarse un soporte que permita subir o bajar el termómetro a fin de mantener la altura correcta por encima de la superficie de la nieve.

#### 2.2.4 Fuentes de error

Los errores más comunes en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio son:

- a) errores elásticos;
- b) errores causados por el tubo saliente;
- c) errores de paralaje y errores de lectura ostensibles;
- d) cambios en el volumen del bulbo producidos por la presión externa o interna;
- e) capilaridad;
- f) errores de división de la escala y de calibración;
- g) dilatación desigual del líquido y del vidrio en el rango considerado.

Los tres últimos tipos de errores pueden minimizarse en el proceso de fabricación, e incluirse entre las correcciones que se aplicarán a los valores observados. Los tres primeros merecen cierta consideración. Los errores de tipo d) no suelen producirse cuando los termómetros se utilizan para fines meteorológicos.

##### 2.2.4.1 Errores elásticos

Existen dos tipos de errores elásticos: reversibles e irreversibles. El primero solo reviste importancia cuando se expone un termómetro a un amplio intervalo de temperatura en un corto período de tiempo. Así, si se observa la lectura de un termómetro en el punto de ebullición y, poco después, en el punto de congelación, la temperatura indicada será un poco baja al principio, y luego aumentará lentamente hasta alcanzar el valor correcto. Este error depende de la calidad del vidrio empleado en el termómetro, y puede llegar a ser de 1 K (con vidrio de la mejor calidad no pasaría de 0,03 K) y sería proporcionalmente menor para intervalos de temperatura más reducidos. Este efecto carece de importancia en las mediciones meteorológicas, si se descarta la posibilidad de un error en la calibración original.

Los cambios irreversibles pueden tener mayor relevancia. El bulbo del termómetro tiende a contraerse lentamente a lo largo de los años, haciendo con ello que el nivel cero aumente. El mayor cambio tendrá lugar durante el primer año, y a partir de entonces el ritmo de variación disminuirá progresivamente. Esta alteración puede reducirse sometiendo el bulbo a tratamiento térmico y utilizando el vidrio más adecuado. Incluso, con el vidrio de mejor calidad, este cambio podría ser al principio de 0,01 K al año. Para que las mediciones sean precisas, especialmente con los termómetros de inspección o de comprobación, se debería volver a determinar el cero periódicamente, y aplicar las correcciones adecuadas.

##### 2.2.4.2 Errores causados por el tubo saliente

Por lo general, los termómetros utilizados para medir la temperatura del aire están completamente rodeados de aire a una temperatura más o menos uniforme, y se calibran sumergiéndolos completamente, o solo hasta el punto más alto de la columna de mercurio (es decir, se los calibra por inmersión total o parcial). Cuando se utiliza uno de estos termómetros para determinar la temperatura de un medio físico que no rodea el tubo, de manera que la temperatura efectiva de este sea distinta de la del bulbo, se obtendrá un error.

En las aplicaciones meteorológicas, lo más probable es que esto ocurra al comprobar la calibración de un termómetro ordinario en un recipiente que contenga otro líquido a una temperatura apreciablemente diferente de la del ambiente, y en el que solo esté sumergido el bulbo o la parte inferior del tubo.

#### 2.2.4.3 **Errores de paralaje y errores de lectura ostensibles**

Si el termómetro no se observa a la altura del plano perpendicular al tubo que pasa por el punto más alto de la columna del líquido, se obtendrán errores de paralaje. El error será mayor cuanto más grueso sea el tubo del termómetro y cuanto mayor sea el ángulo entre la línea de observación efectiva y la correcta. Este error solo puede evitarse extremando la precaución en el momento de la observación. Si el termómetro es de mercurio en cápsula de vidrio y está suspendido verticalmente, como en una garita corriente, la lectura deberá efectuarse en el plano horizontal que pasa por el punto más alto de la columna de mercurio.

También pueden producirse errores debido a que, al aproximarse para realizar la lectura, el observador generalmente altera de algún modo el medio circundante. Así pues, es necesario que el observador efectúe la lectura lo más rápido posible, redondeada a la décima de grado más próxima. Los errores de lectura ostensibles suelen tener una magnitud de  $1^\circ$ ,  $5^\circ$  o  $10^\circ$  y se pueden evitar si el observador verifica por segunda vez las decenas y unidades del valor medido después de realizar la lectura inicial.

#### 2.2.4.4 **Errores debidos a diferencias de dilatación**

El coeficiente de dilatación cúbica del mercurio es de  $1,82 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ , y el de la mayoría de los vidrios está comprendido entre  $1,0 \cdot 10^{-5}$  y  $3,0 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ . El coeficiente de dilatación del vidrio es, pues, una fracción importante del coeficiente de dilatación del mercurio, y no es posible ignorarlo. Dado que ni los coeficientes de dilatación cúbica del mercurio y del vidrio, ni la sección transversal de la perforación del tubo, son estrictamente constantes en todo el intervalo de temperaturas y en toda la longitud del tubo que se utilice, el valor unitario de la escala variará a lo largo del tubo, por lo que, antes de utilizarlo, el termómetro debe ser calibrado por el fabricante con respecto a un termómetro patrón.

#### 2.2.4.5 **Errores asociados a los termómetros de alcohol**

Los coeficientes de dilatación de los líquidos utilizados en los termómetros de alcohol son mucho mayores que los del mercurio, y sus puntos de congelación, mucho más bajos (el alcohol etílico se congela a  $-115^\circ \text{C}$ ). En los termómetros de mínima se utiliza el alcohol porque es incoloro, y porque su mayor coeficiente de dilatación permite utilizar una perforación mayor. Los termómetros de este tipo son menos precisos que los de mercurio de igual precio y calidad. Además de las desventajas que generalmente presentan los termómetros de líquido en cápsulas de vidrio, los termómetros de alcohol tienen algunas peculiaridades propias:

- a) Adherencia del alcohol al vidrio: a diferencia del mercurio, los líquidos orgánicos suelen mojar el vidrio, con lo cual, cuando la temperatura cae rápidamente, cierta cantidad de líquido puede quedar en las paredes de la perforación, haciendo que la lectura del termómetro sea más baja. Si el instrumento está suspendido verticalmente, el líquido irá escurriendo gradualmente hacia abajo.
- b) Rotura de la columna de líquido: en la parte superior del tubo del termómetro se suelen formar gotas de líquido por evaporación y condensación. Aunque estas gotas pueden llegar a reunirse con la columna principal, podrían producirse errores al comienzo del proceso, antes de que el fenómeno sea perceptible. La columna se rompe también a veces durante el transporte. Este error se aminora durante la fabricación cuando el termómetro se sella a su temperatura más baja, de modo que contenga la cantidad máxima de aire en el tubo.

- c) Cambios lentos del líquido: los líquidos orgánicos utilizados tienden a polimerizarse con el paso del tiempo y con la exposición a la luz, lo que hace que el volumen del líquido disminuya gradualmente. La presencia de impurezas puede acelerar este efecto; se ha demostrado, en particular, que la presencia de acetona en el alcohol etílico resulta muy perjudicial. Por consiguiente, habrá que extremar las precauciones al preparar el líquido para el termómetro. Este efecto podría acentuarse si se utilizan tintes para colorear el líquido, con el fin de que este sea más visible.

La reducción de los errores producidos por la rotura de la columna de líquido y los cuidados generales de los termómetros de alcohol se abordan al final del capítulo.

## 2.2.5 **Comparación y calibración**

### 2.2.5.1 **Calibración en laboratorio**

La calibración de termómetros en laboratorio debería ser realizada por laboratorios de calibración acreditados. Para los termómetros de líquido en cápsula de vidrio se debería utilizar un baño líquido, en el interior del cual tendría que ser posible mantener la temperatura en el valor deseado, dentro del intervalo requerido. La rapidez con que varíe la temperatura del líquido no debería rebasar los límites recomendados, y el aparato de calibración habría de disponer de algún medio para agitar el líquido. Los termómetros de referencia y los que sean objeto de calibración deberían estar suspendidos independientemente del recipiente, totalmente sumergidos y sin tocar los lados.

Debería llevarse a cabo un número suficiente de mediciones para asegurarse de que las correcciones que se aplicarán representan el funcionamiento del instrumento en condiciones normales, con errores causados por la interpolación en cualquier punto intermedio no mayores que los errores no sistemáticos (véase el capítulo 4 de la parte VI).

### 2.2.5.2 **Comprobaciones y calibración en condiciones reales**

Todos los termómetros de líquido en cápsula de vidrio experimentan cambios graduales del nivel cero. Por esta razón será conveniente comprobarlos a intervalos regulares, en términos generales una vez cada dos años. Deberían mantenerse en posición vertical, a temperatura ambiente, al menos durante 24 horas antes de comenzar el proceso de comprobación.

El punto de congelación puede comprobarse llenando casi completamente un vaso Dewar con hielo picado obtenido a partir de agua destilada y humedeciéndolo con más agua destilada. Tanto el espacio entre los trozos de hielo como el fondo del vaso deberían estar exentos de aire. El agua debería mantenerse a 2 cm por debajo de la superficie del hielo. Un termo ordinario bastará para sumergir totalmente la mayoría de los termómetros hasta que alcancen su punto de congelación. Los termómetros deberían insertarse de manera que la columna de mercurio o de alcohol sobresalga lo menos posible del hielo. Antes de leer la temperatura indicada se dejarían transcurrir al menos 15 minutos para que el termómetro alcance la temperatura del punto de fusión del hielo. Cada termómetro se debería mover hacia atrás y hacia adelante entre la mezcla, e inmediatamente se leerá hasta la décima parte del intervalo de la escala. A continuación, sería preciso tomar otras lecturas a intervalos de 5 minutos y calcular un valor medio.

Para cubrir otros puntos de la escala puede tomarse como referencia un termómetro patrón itinerante o un termómetro patrón de inspección. La comparación se debería efectuar sumergiendo el termómetro de referencia junto con el termómetro o termómetros que habrán de calibrarse en un recipiente hondo lleno de agua. Suele ser más conveniente operar en el interior, especialmente si brilla el sol, y los mejores resultados se obtendrán cuando el agua esté a la temperatura ambiente, o próxima a ella.

Cada termómetro se comparará con el termómetro de referencia; los que sean de un mismo tipo podrán compararse entre sí. Para cada comparación, se sujetarán los termómetros con los bulbos juntos, se moverán hacia adelante y hacia atrás en el agua durante aproximadamente 1 minuto,

y seguidamente se hará la lectura. Debe ser factible leer ambos termómetros sin variar la profundidad de inmersión; con esta condición, los bulbos deberían estar sumergidos en el agua a la mayor profundidad posible. La mayoría de los termómetros meteorológicos están calibrados para su inmersión total; siempre y cuando la diferencia entre las temperaturas del agua y del aire no exceda de 5 K, la corrección del tubo saliente debería ser insignificante. Con frecuencia ocurre que, encontrándose los bulbos a la misma profundidad, la altura de la columna de mercurio (o de otro líquido) del termómetro sometido a comprobación no estará muy próxima a la del termómetro de referencia. Por esta razón, habría que tener cuidado para evitar los errores de paralaje.

Sería preciso llevar a cabo estas comparaciones al menos tres veces para cada par de termómetros. Para cada conjunto de comparaciones, la media de las diferencias entre lecturas no debería exceder de las tolerancias especificadas en el cuadro de la sección 2.1.3.2.

Los termómetros de suelo pueden calibrarse mediante este método, pero habría que dejarlos en el agua durante al menos 30 minutos para que la cera en la que están introducidos los bulbos alcance la temperatura del agua. Dado que su constante de tiempo tiene un valor alto, es difícil comprobar bien los termómetros de suelo a menos que la temperatura del agua pueda mantenerse muy constante. Si la calibración se hace cuidadosamente en agua cuya temperatura no varíe más que 1 K en 30 minutos, la diferencia respecto de la lectura corregida del termómetro de referencia no debería exceder de 0,25 K.

### 2.2.6 Correcciones

Al ser entregados por primera vez, los termómetros (identificados por un número de serie) deberían ir acompañados de un certificado fechado que confirme que cumplen con la incertidumbre requerida, o de un certificado de calibración fechado en el que se indiquen las correcciones que se deberían aplicar a las lecturas para respetar los requerimientos de incertidumbre.

Por lo general, si el margen de error encontrado en determinados puntos del rango de un termómetro (por ejemplo, 0 °C, 10 °C y 20 °C) no excede en ningún caso de 0,05 K, no serán necesarias correcciones, y el instrumento podrá utilizarse directamente como un termómetro ordinario en garitas con ventilación natural, o como un termómetro de máxima, de mínima, de suelo o de mínima de la hierba. Si los errores de esos puntos fueran superiores a 0,05 K, debería facilitarse al observador, en el lugar de la lectura, una tabla de correcciones con instrucciones claras sobre la manera de aplicarlas.

Los termómetros para los que normalmente se deberían entregar certificados son:

- a) los que se utilizan en psicrómetros ventilados;
- b) los que utilizan los inspectores como patrones itinerantes;
- c) los que se utilizan como referencia de calibración en el laboratorio;
- d) los que se utilizan para fines especiales en los que esté justificada la aplicación de correcciones.

Si se van a utilizar en psicrómetros ventilados, convendría escoger termómetros idénticos.

### 2.2.7 Mantenimiento

#### 2.2.7.1 Rotura de la columna de líquido

El fallo más habitual es la rotura de la columna del líquido, especialmente durante los desplazamientos. Los termómetros más propensos a este tipo de incidentes son los de alcohol

(de mínima). Otros problemas que plantean estos termómetros son la adherencia del alcohol al vidrio y la formación de gotas de alcohol por destilación en la parte de la perforación correspondiente al soporte.

Por lo general, una columna de líquido rota puede recomponerse sujetando el termómetro con el extremo del bulbo hacia abajo y golpeándolo suave y rápidamente con los dedos o con algún objeto elástico que no sea demasiado duro. El golpeteo debería continuar durante algún tiempo (5 minutos, si fuera necesario), pasado el cual el termómetro debería colgarse o colocarse de pie en un recipiente adecuado, con el bulbo hacia abajo, durante al menos 1 hora, a fin de que el alcohol que pudiera seguir adherido al vidrio escurra hacia la columna principal. Si este procedimiento no diera resultado, un método más drástico consistirá en refrigerar el bulbo en una mezcla congelante de agua y sal, manteniendo templada la parte superior del tubo; hecho esto, el líquido caerá lentamente por destilación a la columna principal. Otra posibilidad será mantener vertical el termómetro, con el bulbo en un recipiente de agua templada, al tiempo que se golpea o sacude el tubo, sacándolo del agua en cuanto la cima del alcohol alcance la cámara de seguridad situada en la parte superior del tubo. Este método debe emplearse con precaución, ya que el instrumento podría reventar si el alcohol invade la cámara de seguridad.

#### 2.2.7.2 ***Ilegibilidad de la escala***

Otro de los problemas de los termómetros de líquido en cápsula de vidrio sin revestimiento es que, con el tiempo, la escala puede llegar a ser ilegible. Esto se subsanará en la estación frotando la escala con un lápiz oscuro o con un lápiz de grafito.

#### 2.2.8 **Seguridad**

El mercurio, que es el líquido más habitualmente utilizado en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio, es tóxico si se ingiere o si se inhala su vapor. Si un termómetro se rompiera y no se limpiaran las gotitas de mercurio, sería peligroso para la salud, especialmente en espacios cerrados (en el capítulo 3 de la parte I (sección 3.2) sobre barómetros de mercurio, se dan indicaciones sobre limpieza en caso de rotura). Además, podrían existir limitaciones para el transporte de termómetros de mercurio en aeronaves, o la obligación de adoptar medidas especiales de precaución para evitar el derrame del mercurio en caso de rotura. Convendría ser informado al respecto por la autoridad o compañía de transporte pertinente.

### 2.3 **TERMÓGRAFOS MECÁNICOS**

#### 2.3.1 **Descripción general**

Los tipos de termógrafos mecánicos que aún se utilizan habitualmente están dotados de sensores bimetálicos o de tubo de Bourdon, ya que son relativamente económicos, fiables y portátiles. Sin embargo, no son fáciles de adaptar para registrar datos a distancia o electrónicamente. Estos termógrafos incorporan un mecanismo de gráfica rotatoria común a la familia de instrumentos de registro clásicos. En términos generales, los termógrafos deberían poder funcionar en un rango de temperaturas de unos 60 K, o incluso 80 K si se van a utilizar en climas continentales. Los valores de la escala estarán espaciados de modo que sea posible leer sin dificultad la temperatura a intervalos de 0,2 K, en una banda registradora de tamaño razonable. Para ello, debería disponerse lo necesario para modificar la puesta a cero del instrumento en concordancia con la estación del año. El error máximo de un termógrafo no debería exceder de 1 K.

##### 2.3.1.1 ***Termógrafo bimetálico***

En los termógrafos bimetálicos, el movimiento de la plumilla registradora está controlado por el cambio de curvatura de una cinta o hélice bimetálica, un extremo de la cual está rígidamente unido a un brazo fijado al armazón. Debería ser posible realizar un ajuste fino de dicho brazo,

a fin de poder modificar el cero del instrumento cuando fuera necesario. Además, el instrumento debería permitir alterar los valores de la escala ajustando la longitud de la palanca que transfiere el movimiento de la lámina bimetálica a la plumilla; idealmente, sería conveniente dejar este ajuste en manos de personal autorizado. El elemento bimetálico debería estar adecuadamente protegido contra la corrosión; para ello, lo mejor sería contar con una laminación fuerte de cobre, níquel o cromo, aunque una capa de laca puede resultar adecuada en algunos climas. A una velocidad del aire de  $5 \text{ m s}^{-1}$ , la constante de tiempo habitual es de unos 25 segundos.

### 2.3.1.2 **Termógrafo de tubo de Bourdon**

En este caso, la disposición general es similar a la del tipo bimetálico, pero el elemento sensible a la temperatura tiene forma de tubo metálico curvo, de sección plana y elíptica, y está relleno de alcohol. El tubo de Bourdon es menos sensible que el elemento bimetálico y, por lo general, es necesario un mecanismo multiplicador del nivel que dé una escala con valor suficiente. A una velocidad del aire de  $5 \text{ m s}^{-1}$  la constante de tiempo habitual es de unos 6 segundos.

### 2.3.2 **Procedimientos de medición**

Con objeto de mejorar la resolución de la lectura, los termógrafos se ajustarán con frecuencia, en diferentes estaciones del año, de acuerdo con el rango de temperaturas considerado en cada caso en los dos tipos de banda existentes. La fecha exacta del cambio de un conjunto de bandas a otro variará según el lugar, pero una vez que se efectúe habrá que ajustar el instrumento. Esta operación se debería llevar a cabo o bien en la garita, en un día nuboso y ventoso, a una hora en que la temperatura fuera prácticamente constante, o bien en un recinto donde la temperatura fuera constante. El ajuste se realizará aflojando el tornillo que sujeta el brazo de la plumilla a su vástago, desplazando seguidamente el brazo hasta la posición correcta, y apretando de nuevo los tornillos. A continuación, el instrumento debería permanecer tal como ha quedado, hasta que se efectuara una nueva comprobación y se introdujeran los ajustes necesarios.

### 2.3.3 **Exposición y emplazamiento**

Estos instrumentos se deberían exponer en una garita meteorológica de gran tamaño.

### 2.3.4 **Fuentes de error**

En el propio mecanismo del termógrafo, la fricción es una de las principales causas de error. Ello puede deberse a un mal alineamiento de la hélice con respecto al vástago. A menos que se coloque en su sitio exacto, la hélice actuará como un potente resorte y, si tiene un anclaje rígido, empujará el vástago principal contra uno de los laterales de la articulación. En los instrumentos modernos esto no debería suponer un problema importante ya que la fricción entre la plumilla y la banda puede reducirse al mínimo ajustando adecuadamente la suspensión de la compuerta.

### 2.3.5 **Comparación y calibración**

#### 2.3.5.1 **Calibración en laboratorio**

Existen fundamentalmente dos métodos para la calibración en laboratorio de los termógrafos bimetálicos. Uno de ellos se basa en la fijación del instrumento en una determinada posición, con el elemento bimetálico sumergido en un baño de agua. El otro consiste en instalar el termógrafo en una cámara de calibración adquirida en el mercado, equipada con un mecanismo de control de la temperatura del aire, un ventilador y un termómetro de referencia.



Las comparaciones deberían efectuarse a dos temperaturas distintas, a partir de las cuales se podrán determinar los cambios que fueran necesarios respecto del cero y del mecanismo de ampliación. Los ajustes de la escala deberían ser efectuados por personal autorizado, y solo después de consultar el correspondiente manual del fabricante del instrumento.

### 2.3.5.2 **Comparación en condiciones reales**

Dado que la constante de tiempo del instrumento puede llegar a ser la mitad de la del termómetro de mercurio ordinario, las comparaciones de rutina de las lecturas del bulbo seco y del termógrafo a horas predeterminadas no coincidirán exactamente, por lo general, aunque el instrumento funcione perfectamente. Un procedimiento mejor consiste en comprobar la lectura del instrumento en un día adecuado y a una hora en que la temperatura sea casi constante (normalmente, en un día nublado y ventoso), o bien en comparar las lecturas mínimas de la gráfica del termógrafo con la lectura del termómetro de mínima colocado en la misma garita. Seguidamente, pueden efectuarse los ajustes necesarios mediante el tornillo de regulación.

### 2.3.6 **Correcciones**

Por lo general, los termógrafos no se entregan con certificados con correcciones. Si las comprobaciones efectuadas en la estación indican que el instrumento tiene demasiados errores, y no es posible corregirlos *in situ*, debería enviarse el instrumento a un laboratorio de calibración apropiado para su reparación y recalibrado.

### 2.3.7 **Mantenimiento**

El mantenimiento de rutina consistirá en inspeccionar el estado general externo, el juego de las articulaciones, la inclinación del brazo registrador, el ajuste de la plumilla, el ángulo entre el brazo amplificador y el brazo registrador, y la programación del reloj del mecanismo de gráficas. Estos exámenes deberían realizarse de conformidad con las recomendaciones del fabricante. En general, habría que manipular con cuidado la hélice para evitar que sufra daños mecánicos y a fin de que se mantenga limpia. Las articulaciones del vástago también deberían mantenerse limpias y lubricarse periódicamente con una pequeña cantidad de lubricante de relojes. La mecánica del instrumento es muy simple y, si se adoptan las precauciones adecuadas para que la fricción sea mínima y para evitar la corrosión, debería prestar un buen servicio.

## 2.4 **TERMÓMETROS ELÉCTRICOS**

### 2.4.1 **Descripción general**

Los instrumentos eléctricos se utilizan mucho actualmente en meteorología para medir las temperaturas. Su virtud principal estriba en su capacidad de proporcionar una señal de salida adecuada para indicar, registrar, almacenar o transmitir a distancia datos de temperatura. Los sensores más frecuentemente utilizados son las resistencias eléctricas, los termómetros de semiconductor (termistores) y los termopares.

#### 2.4.1.1 **Termómetros de resistencia eléctrica**

Una de las maneras de representar la temperatura consiste en medir la resistencia eléctrica de un material cuando esta varía de forma conocida con la temperatura de dicho material.

Para pequeñas variaciones de la temperatura el aumento de la resistencia de los metales puros es proporcional al cambio de la temperatura, según expresa la ecuación 2.2:

$$R_T = R_0 [1 + \alpha (T - T_0)] \quad (2.2)$$



donde  $(T - T_0)$  es pequeño;  $R_T$  es la resistencia de una determinada cantidad del metal a la temperatura  $T$ ;  $R_0$  es su resistencia a la temperatura de referencia  $T_0$ , y  $\alpha$  es el coeficiente de temperatura de la resistencia en las proximidades de  $T_0$ .

Tomando 0 °C como temperatura de referencia, la ecuación 2.2 se convierte en:

$$R_T = R_0(1 + \alpha \cdot t) \quad (2.3)$$

Para cambios de temperatura mayores y para ciertas aleaciones metálicas, la ecuación 2.4 expresa esta relación con mayor exactitud:

$$R_T = R_0 \left[ 1 + \alpha(T - T_0) + \beta(T - T_0)^2 \right] \quad (2.4)$$

Tomando 0 °C como temperatura de referencia, la ecuación 2.4 vendrá expresada como:

$$R_T = R_0(1 + \alpha \cdot t + \beta \cdot t^2) \quad (2.5)$$

Estas ecuaciones expresan la variación proporcional de la resistencia de un termómetro real, de tal modo que los valores de los coeficientes  $\alpha$  y  $\beta$  puedan obtenerse por calibración del termómetro de que se trate. A partir de esos resultados puede obtenerse la función inversa,  $t$ , en función de  $R$ . Dicha función puede expresarse en forma de serie de potencias de  $(R_0 - R_T)$ , es decir,  $t = t(R_0 - R_T) = c_1(R_0 - R_T) + c_2(R_0 - R_T)^2 + \dots$

Un buen termómetro de resistencia metálica satisfará los requisitos siguientes:

- Sus propiedades físicas y químicas permanecerán invariables en todo el rango de medición de temperatura.
- Su resistencia aumentará uniformemente a medida que aumente la temperatura, sin interrupción a lo largo del rango de medición.
- Influencias externas tales como la humedad, la corrosión o las deformaciones físicas no alterarán su resistencia de manera apreciable.
- Sus características se mantendrán inalteradas durante al menos dos años.
- Su resistencia y coeficiente térmico deberían ser lo suficientemente elevados como para ser utilizados en un circuito de medición.

El platino puro es el material que mejor satisface estos requisitos. Por ello, se utiliza en los termómetros patrón primarios necesarios para transferir la EIT-90 entre las distintas localizaciones de los instrumentos. Los termómetros de platino también se usan como patrones secundarios y para los sensores operativos.

En la práctica, los termómetros se someten a envejecimiento artificial antes de su utilización, y los destinados a fines meteorológicos suelen estar fabricados de aleaciones de platino, níquel o cobre y, ocasionalmente, tungsteno. Lo normal es que estén herméticamente sellados con una cubierta de cerámica. Su constante de tiempo es menor que la de los termómetros de líquido en cápsula de vidrio.

#### 2.4.1.2 **Termómetros de semiconductor**

Otro tipo de elemento de resistencia habitualmente utilizado es el termistor. Se trata de un semiconductor con un coeficiente térmico de resistencia relativamente elevado, que puede ser positivo o negativo, según el material. Las mezclas de óxidos metálicos sinterizados son adecuadas para fabricar termistores, por lo general en forma de pequeños discos, varillas o esferas, y a menudo recubiertos de vidrio. El valor de la temperatura en función de la resistencia,  $R$ , del termistor viene expresado por la ecuación 2.6:

$$R = a \exp(b/T) \quad (2.6)$$

donde  $a$  y  $b$  son constantes, y  $T$  es la temperatura del termistor expresada en kélvines.

Desde un punto de vista termométrico, los termistores presentan las ventajas siguientes:

- a) Su elevado coeficiente térmico de resistencia permite reducir el voltaje aplicado a través de un puente de resistencia y obtener a la vez la misma sensibilidad, reduciendo de ese modo, o incluso eliminando, la necesidad de tener en cuenta la resistencia de los conductores y sus variaciones.
- b) Sus elementos pueden fabricarse de muy pequeño tamaño, de modo que su baja capacidad térmica implique una constante de tiempo pequeña; sin embargo, los termistores muy pequeños, cuya capacidad térmica es baja, presentan la desventaja de que, para un valor de disipación dado, el efecto de autocalentamiento es mayor que para los termómetros grandes y, por ello, habrá que cuidar de que la disipación de energía sea baja.

La resistencia de un termistor típico varía en un factor de 100 o 200 en el intervalo de temperaturas de  $-40$  °C a  $40$  °C.

### 2.4.1.3 Termopares

En 1821 Seebeck descubrió que en el punto de contacto entre dos metales diferentes se generaba una pequeña fuerza electromotriz. Si se construye un circuito simple con dos metales y con el punto de reunión entre estos a una misma temperatura, la fuerza electromotriz resultante será nula, ya que las dos fuerzas electromotrices generadas, una en cada unión, serán exactamente opuestas y se anularán entre sí. Si se altera la temperatura de una de las uniones, las dos fuerzas ya no se cancelarán, y se obtendrá una fuerza electromotriz neta en el circuito; es decir, pasará corriente. Cuando haya varias uniones, la fuerza electromotriz resultante será la suma algebraica de las distintas fuerzas electromotrices. La magnitud y el signo de la fuerza electromotriz de contacto que se establece en una de las uniones, sea cual sea, dependerá de los tipos de metales unidos y de la temperatura del punto de unión, y podrá representarse empíricamente para dos metales cualesquiera, mediante la expresión:

$$(E_T - E_S) = \alpha(T - T_S) + \beta(T - T_S)^2 \quad (2.7)$$

donde  $E_T$  es la fuerza electromotriz de contacto a una temperatura  $T$ , y  $E_S$  es la fuerza electromotriz a una temperatura de referencia  $T_S$ , siendo  $\alpha$  y  $\beta$  constantes. Si hubiera dos uniones a temperaturas  $T_1$  y  $T_2$ , la fuerza electromotriz neta  $E_n$  (la fuerza electromotriz térmica) vendrá expresada por  $(E_1 - E_2)$ , donde  $E_1$  es la fuerza electromotriz a la temperatura  $T_1$  y  $E_2$  es la fuerza electromotriz de contacto a la temperatura  $T_2$ . El valor  $E_n$  puede representarse también mediante una fórmula cuadrática del tipo indicado para  $(E_T - E_S)$  con una buena aproximación:

$$E_n = E_1 - E_2 \quad (2.8)$$

$$E_n = a(T_1 - T_2) + b(T_1 - T_2)^2 \quad (2.9)$$

donde  $a$  y  $b$  son constantes para los dos metales en cuestión. Para la mayoría de los fines meteorológicos, generalmente se puede prescindir del valor de  $b$ , ya que es siempre pequeño en comparación con  $a$ .

Los termopares se construyen soldando entre sí hilos de los distintos metales que se utilicen. Estas uniones pueden llegar a ser muy pequeñas, y tener una capacidad calorífica despreciable.

Para medir temperaturas se medirá la fuerza electromotriz generada cuando una de las uniones se mantiene a una temperatura de referencia conocida, dejando que la otra alcance la temperatura requerida. Mediante una calibración previa del sistema, puede establecerse una relación directa entre esta fuerza electromotriz y la diferencia de temperatura entre las dos uniones, con lo cual la temperatura desconocida se calcula sumando algebraicamente esa diferencia a la temperatura de referencia conocida.

En meteorología, los termopares se utilizan mayormente cuando se necesita un termómetro con una constante de tiempo muy pequeña, del orden de 1 o 2 segundos, que permita leer y

registrar los valores a distancia, por lo general para tareas de investigación especiales. Cuando se desea conocer la temperatura absoluta, uno de los inconvenientes es que se necesita un recinto a temperatura constante tanto para la unión en frío como para los aparatos auxiliares destinados a medir la fuerza electromotriz generada; los termopares son especialmente útiles para medir diferencias de temperatura, ya que este tipo de situaciones no plantean este inconveniente. Con un aparato suficientemente sensible podrá lograrse una exactitud muy alta, pero será necesario efectuar calibraciones frecuentes. Las combinaciones cobre/constantán o hierro/constantán son adecuadas para las tareas meteorológicas, dado que la fuerza electromotriz que producen por grado Celsius es mayor que la que pueden generar los metales más raros y costosos que se utilizan, por lo general, para altas temperaturas.

## 2.4.2 Procedimientos de medición

### 2.4.2.1 Termómetros de resistencia eléctrica

Los termómetros de resistencia eléctrica pueden conectarse a muy distintos tipos de circuitos de medición eléctricos, muchos de los cuales son variaciones de circuitos de puente de resistencia, equilibrados o no. Para efectuar la medición en un puente equilibrado, se ajusta un potenciómetro de precisión hasta que deje de pasar corriente por un indicador; la posición del brazo del potenciómetro estará relacionada con la temperatura. En un puente no equilibrado, puede medirse la corriente de desequilibrio mediante un galvanómetro; esta, sin embargo, no es simplemente una función de la temperatura, sino que depende en parte de otros efectos. Una alternativa que evita esta situación consiste en utilizar una fuente de corriente constante para alimentar el puente y para medir el voltaje de desequilibrio, a fin de obtener la lectura de la temperatura.

En el caso de la medición a distancia, habría que tener en cuenta que el hilo que conecta el termómetro de resistencia con el puente tiene también una resistencia que varía en función de la temperatura. Para evitar estos errores pueden adoptarse las precauciones adecuadas.

Los voltímetros digitales pueden utilizarse junto con una fuente de corriente constante para medir la caída de tensión por efecto de la temperatura a lo largo del elemento que constituye el termómetro; la señal de salida puede aparecer directamente expresada en unidades de temperatura. Asimismo, la señal de salida digital puede almacenarse o transmitirse sin pérdida de exactitud, a fin de ser utilizada más adelante. Si se desea, la señal de salida de los voltímetros digitales puede convertirse de nuevo en un voltaje analógico, por ejemplo, para alimentar un dispositivo registrador.

### 2.4.2.2 Termopares

Existen dos métodos principales para medir la fuerza electromotriz producida por los termopares:

- a) medir la corriente producida en el circuito con un galvanómetro sensible; y
- b) equilibrar la fuerza electromotriz termoeléctrica con una fuerza electromotriz conocida de manera que, de hecho, no fluya ninguna corriente por los termopares.

El método a) consiste en conectar directamente el galvanómetro en serie con las dos uniones. El método b) se utilizará, por lo general, cuando se requiera una incertidumbre de medición inferior al 0,5%. Este procedimiento no dependerá de la magnitud, ni de los cambios de la resistencia de la línea, ya que en el estado equilibrado no fluye corriente alguna.

### 2.4.3 **Exposición y emplazamiento**

Las condiciones requeridas para la exposición y el emplazamiento de los termómetros eléctricos serán, por lo general, las mismas que para los termómetros de líquido encapsulado en vidrio (véase la sección 2.2.3). Algunas excepciones son:

- a) La medición de valores extremos: si el termómetro eléctrico está conectado con un sistema de registro de datos en funcionamiento constante, puede no ser necesario utilizar termómetros de máxima y de mínima por separado.
- b) La medición de temperaturas de superficie: las propiedades radiativas de los termómetros eléctricos serán diferentes de las de los termómetros de líquido en cápsula de vidrio. Por consiguiente, los termómetros eléctricos expuestos como termómetros de mínima de la hierba (u otros tipos de superficie) registrarán valores diferentes de los termómetros convencionales expuestos en condiciones análogas. Estas diferencias podrán minimizarse instalando el termómetro eléctrico dentro de una cubierta de vidrio.
- c) La medición de temperaturas del suelo: para medir la variación diurna de la temperatura del suelo resulta bastante inadecuado utilizar termómetros de mercurio en cápsula de vidrio introducidos en tubos de acero en posición vertical, debido a la conducción de calor desde la superficie. Pueden obtenerse lecturas mucho más representativas colocando termómetros eléctricos en clavijas de latón, insertadas a la profundidad adecuada en una cara vertical de una excavación realizada en el suelo, exenta de perturbaciones. Las conexiones eléctricas se sacan al exterior de la excavación, a través de tubos de plástico, rellenándose a continuación aquella de modo que se restablezcan, en la medida de lo posible, la estratificación y las características de drenaje originales del suelo.

### 2.4.4 **Fuentes de error**

#### 2.4.4.1 ***Termómetros de resistencia eléctrica***

Las principales causas de error en una medición de temperatura realizada mediante termómetros de resistencia eléctrica son:

- a) autocalentamiento del termómetro;
- b) inadecuada compensación de la resistencia del cable conductor;
- c) inadecuada compensación de las relaciones no lineales en el sensor o en el instrumento procesador;
- d) cambios bruscos de la resistencia de contacto de los conmutadores.

Se produce autocalentamiento porque el paso de corriente por la resistencia genera calor, haciendo que la temperatura del termómetro se eleve por encima de la del medio circundante.

La resistencia de los conductores de conexión introducirá un error en la lectura de la temperatura, que será tanto mayor cuanto más largos sean los conductores, por ejemplo, cuando el termómetro de resistencia esté situado a cierta distancia del instrumento de medición; los errores de lectura variarán también con los cambios de temperatura de los cables. Estos errores pueden compensarse utilizando conductores adicionales, resistores estabilizadores, o una red de puentes apropiada. Con objeto de reducir errores, es muy recomendable utilizar termómetros de resistencia de platino de cuatro hilos.

Ni el termómetro de resistencia eléctrica ni el termistor son lineales a lo largo de un rango de temperaturas amplio, pero pueden arrojar un resultado aproximadamente lineal si el rango es limitado. Así pues, habrá que compensar esa falta de linealidades. Esto es aplicable sobre todo a los termistores, a fin de obtener un rango de valores de medición utilizable en meteorología.

Con el envejecimiento, la resistencia de contacto de los conmutadores puede experimentar cambios repentinos. Estos cambios pueden ser variables y pasar inadvertidos, a menos que se realicen regularmente calibraciones del sistema (véase la sección 2.4.5).

#### 2.4.4.2 **Termopares**

Las causas principales de error cuando se mide la temperatura mediante un termopar son:

- a) Cambios en las resistencias de los conectores provocados por la temperatura. Este efecto puede reducirse al mínimo si los conductores son lo más cortos y compactos posible, y si se mantienen bien aislados.
- b) Conducción desde la unión a lo largo del conductor cuando existe un gradiente térmico en las proximidades del punto de medición de temperatura.
- c) Fuerzas electromotrices secundarias erráticas de origen térmico, producidas por la utilización de metales diferentes de los del termopar en el circuito de conexión. Por consiguiente, las diferencias de temperatura en el resto del circuito deben ser lo más pequeñas posible; esto último es especialmente importante cuando las fuerzas electromotrices que se han de medir son pequeñas (para lo cual, será necesario realizar recalibraciones periódicas).
- d) Corrientes de fugas que pueden producirse desde circuitos de potencia cercanos. Este efecto puede minimizarse mediante un apantallamiento adecuado de los conductores.
- e) Corrientes galvánicas que pueden producirse si se humedecen los conductores o las uniones.
- f) Cambios de temperatura del galvanómetro que alteran sus características (fundamentalmente, modificando su resistencia). Este cambio no afectará en absoluto las lecturas efectuadas mediante potenciómetro, aunque sí afectará los instrumentos de lectura directa. Este efecto puede reducirse al mínimo manteniendo la temperatura del galvanómetro lo más cercana posible a la temperatura a la que fue calibrado el circuito.
- g) En la medición realizada mediante potenciómetro, cambios en la fuerza electromotriz de la pila patrón con respecto a la cual se ajusta la corriente del potenciómetro, y cambios en la corriente del potenciómetro entre ajustes, que producirán los consiguientes errores en las mediciones de la fuerza electromotriz. Por lo general, estos errores serán pequeños siempre que se trate correctamente la pila patrón y se introduzcan ajustes en la corriente del potenciómetro inmediatamente antes de efectuar una medición de temperatura.

Los errores de tipo a) y f) ponen de relieve la mayor fiabilidad del método potenciométrico cuando se requiere un alto grado de exactitud.

#### 2.4.5 **Comparación y calibración**

##### 2.4.5.1 **Termómetros de resistencia eléctrica**

Las técnicas y procedimientos básicos para la calibración en laboratorio y para la comprobación en condiciones reales de los termómetros eléctricos serán las mismas que las usadas en los termómetros de líquido en cápsula de vidrio (véase la sección 2.2.5). En general, sin embargo, no será posible trasladar hasta un recinto interior los termómetros de resistencia, ya que los conductores eléctricos normales del termómetro deberían someterse también a comprobación. Así pues, las comprobaciones tendrán que efectuarse con los termómetros en el interior de la garita. Será difícil llevar a cabo mediciones comparativas precisas de las temperaturas indicadas por el termómetro eléctrico respecto de un termómetro de referencia de mercurio en cápsula de vidrio, o de un termómetro de resistencia que indique la temperatura local, a menos que haya dos observadores. Dado que el instrumento de medición es parte integrante del termómetro

eléctrico, su calibración puede comprobarse sustituyendo el termómetro de resistencia por una caja de décadas resistivas de precisión, y aplicando el equivalente en resistencia a unos incrementos de temperatura fijos de 5 K en el rango de temperaturas operativo. En cualquier punto, el error no debería exceder de 0,1 K. Normalmente, esta operación deberá ser realizada por un técnico.

#### 2.4.5.2 **Termopares**

Para la calibración y comprobación de los termopares es preciso mantener las uniones en caliente y en frío a temperaturas conocidas con exactitud. Las técnicas e instrumentos necesarios para realizar este trabajo suelen ser muy especializados, y no se describirán en el presente texto.

#### 2.4.6 **Correcciones**

Cuando se entregan por primera vez, los termómetros eléctricos (que tienen un número de serie) deberían ir acompañados de:

- a) un certificado fechado que confirme el cumplimiento de la norma apropiada; o bien
- b) un certificado de calibración fechado que indique la resistencia real en determinados puntos fijos del rango de temperaturas; estas resistencias deberían utilizarse cuando se comprobase la incertidumbre de medición del instrumento o de la interfaz del sistema antes y durante el funcionamiento; en términos generales, la diferencia entre el valor efectivo de la resistencia y el valor nominal no debería ser superior al equivalente de un error de temperatura de 0,1 o 0,2 K.

#### 2.4.7 **Mantenimiento**

En las comprobaciones regulares sobre el terreno se deberían detectar cualesquiera cambios que se hubieran producido en la calibración del sistema. Estos podrían ser causados por una alteración de las características eléctricas del termómetro durante largos períodos, por el deterioro de los cables eléctricos o de sus conexiones, por una variación de la resistencia de contacto de los conmutadores, o por cambios en las características eléctricas del equipo de medición. Para determinar el origen exacto y la manera de corregir esos errores se necesitará el equipo adecuado y una formación especializada, y la tarea debería encomendarse únicamente a un técnico de mantenimiento.

### 2.5 **PROTECCIÓN CONTRA LAS RADIACIONES**

Las protecciones o garitas contra las radiaciones deberían estar diseñadas de modo que proporcionaran un recinto con una temperatura interna uniforme e igual a la del aire circundante. Deberían rodear completamente el termómetro y protegerlo del calor radiante, de la precipitación y de otros fenómenos que podrían influir en la medición.

Las garitas con ventilación forzada, en donde un ventilador dirige el aire hacia el termómetro, podrán ayudar a evitar errores cuando el microclima dentro de la garita difiera del de la masa de aire circundante. Este tipo de desviación únicamente ocurre cuando la velocidad natural del viento es muy baja ( $< 1 \text{ m s}^{-1}$ ). Cuando se utilice este tipo de ventilación artificial, habría que evitar cuidadosamente que se depositaran aerosoles y gotas de lluvia sobre el sensor, lo cual rebajaría su temperatura hacia la temperatura del termómetro húmedo. Se alienta a los fabricantes de protecciones contra las radiaciones ventiladas artificialmente a que proporcionen indicaciones claras (como una luz de diodo electrolumínico (LED)) sobre el estado del ventilador directamente en la garita o en la unidad de control o registrador de datos, a fin de que el personal de mantenimiento pueda comprobar por inspección visual si un ventilador está

funcionando debidamente. Además, a efectos de un control automático, en la salida de datos debería proporcionarse información sobre el estado del ventilador y preferiblemente sobre su velocidad.

Para este tipo de protección, el material más adecuado podría ser el metal altamente pulimentado e inoxidable, a causa de su alta reflectividad y baja absorción de calor. No obstante, sería preferible un material aislante térmico de plástico en razón de la sencillez de su mantenimiento. Si el sistema emplea ventilación natural deberá utilizarse un material aislante térmico.

El funcionamiento de las garitas (pautas de respuesta y efectos del microclima que ocasionan errores inoportunos) depende, en gran medida, de su diseño por lo que, al diseñarlas, conviene tomar precauciones y asegurarse de que constituyen una protección contra las radiaciones y de que cuentan con una ventilación suficiente. Desde que se iniciaron las mediciones de temperatura con fines meteorológicos, se han concebido muy diversos tipos de garitas. Tras la introducción de mediciones de temperatura efectuadas en estaciones meteorológicas automáticas, se ha incrementado considerablemente la variedad de estos diseños (véase OMM, 1998*a*). Habida cuenta de los tipos diversos de aplicaciones concretas y del grado de automatización, así como de la climatología, es difícil recomendar un diseño en particular que pueda adaptarse a todas las mediciones efectuadas en cualquier lugar del mundo. Sin embargo, se han llevado a cabo muchos estudios e intercomparaciones sobre diferentes diseños y su correspondiente funcionamiento. En OMM (1972) se expone con claridad información general sobre diseños de garitas. En Andersson y Mattison (1991), Sparks (2001), OMM (1998*b*, 1998*c*, 1998*d*, 2000*a*, 2000*b*, 2002*b*, 2002*c*, 2002*d* y 2011) y Zanghi (1987) se facilitan los resultados de las intercomparaciones de garitas de termómetros.

Una norma internacional, la ISO/DIS 17714, define los tipos de protección más importantes y describe los métodos para determinar o comparar el funcionamiento de las garitas (ISO, 2007).

### 2.5.1 **Garitas de persiana**

Los distintos tipos de garitas de persiana se basan, en su mayoría, en la ventilación natural. Las paredes de la garita deberían ser, preferiblemente, de doble persiana; y la base, de listones entrelazados, aunque hay otros tipos de construcción que cumplen los requisitos mencionados. El techo debería ser de dos capas, dispuestas de tal modo que el espacio entre ellas pueda ventilarse. En climas fríos, y habida cuenta de la elevada reflectividad de la nieve (hasta un 88%), la garita debería estar provista también de un doble suelo. Sin embargo, sería preciso que, al mismo tiempo, el suelo fuera fácilmente abatible o basculante, a fin de poder evacuar la nieve que pudiera entrar en caso de temporal.

El tamaño y la construcción de la garita deberían poder mantener la capacidad calorífica lo más baja posible y dejar suficiente espacio entre los instrumentos y las paredes. Esta condición excluye toda posibilidad de contacto directo entre los elementos sensores y las paredes, y es particularmente importante en los trópicos, donde la insolación puede llegar a calentar las caras laterales hasta el punto de crear gradientes de temperatura apreciables en la garita. Debería evitarse también el contacto directo entre los elementos sensores y el soporte del termómetro. La garita debería estar pintada por dentro y por fuera con pintura blanca no higroscópica.

Cuando hay dos paredes, la capa de aire entre ellas sirve para reducir la cantidad de calor que, de otro modo, pasaría de la cara externa al recinto interior, especialmente si la insolación es intensa. Cuando la intensidad del viento es considerable, se renueva continuamente el aire que hay entre las paredes, disminuyendo con ello aún más la transmisión de calor desde las paredes externas hacia el interior.

La libre circulación de aire a través de la garita coadyuva a que la temperatura de la pared interior se adapte a los cambios del aire del ambiente. De este modo, la pared interior ejercerá una menor influencia sobre la temperatura del termómetro. Además, la libre circulación de aire en el interior de la garita permite al termómetro adaptarse a los cambios del aire circundante con mayor rapidez que si solo hubiera intercambios radiativos. Sin embargo, el aire que circula a través de la



garita permanece un tiempo limitado en contacto con las paredes exteriores, lo cual puede llegar a alterar su temperatura. Este efecto resulta apreciable cuando el viento es suave y la temperatura de la pared exterior es muy diferente de la temperatura del aire. Así cabe esperar que la temperatura del aire en una garita sea mayor que la temperatura verdadera del aire en días de sol intenso y aire calmado, ligeramente menor en noches despejadas y calmadas, con un posible error de hasta 2,5 K y -0,5 K, respectivamente, en casos extremos. Pueden producirse errores adicionales por efecto del enfriamiento causado por la evaporación en una garita húmeda después de la lluvia. Todos estos errores influyen también directamente en las lecturas de otros instrumentos situados dentro de la garita, por ejemplo, higrómetros, evaporímetros, etc.

Los errores debidos a variaciones de la ventilación natural pueden reducirse dotando la garita de un sistema de ventilación forzada, adecuadamente diseñado, que mantenga un caudal de ventilación constante y conocido, al menos a velocidades del viento bajas. Al diseñar estos sistemas, convendría tener cuidado de que el calor del ventilador o de otros motores eléctricos no afecte a la temperatura de la garita.

Por lo general, se necesita solo una puerta, y la garita estará situada de modo que el sol no dé sobre los termómetros cuando la puerta esté abierta en el momento de la observación. En los trópicos, será necesario utilizar dos puertas para períodos del año diferentes. Análogamente, en las regiones polares (en donde los rayos solares están muy inclinados) habría que adoptar precauciones para proteger el interior de la garita de los rayos directos del sol, o bien situándola en la sombra, o bien instalando la garita sobre un soporte de forma que aquella pueda ser girada hasta un ángulo apropiado mientras la puerta esté abierta para efectuar las lecturas.

Aunque todavía la mayoría de las garitas están fabricadas de madera, algunos diseños recientes que utilizan materiales plásticos ofrecen una mayor protección frente a los efectos de la radiación, ya que mejoran el diseño de la persiana y facilitan la circulación del aire. En cualquier caso, la garita y el soporte deberían fabricarse con materiales robustos e instalarse firmemente a fin de que los errores por efecto de la vibración del viento sean mínimos en las lecturas de máxima y mínima de los termómetros. En algunas zonas donde la vibración del viento no puede amortiguarse completamente, se recomienda instalar un soporte de fijación elástico. La cubierta del suelo bajo la garita debería ser de hierba o, en los lugares en que esta no crezca, la superficie natural del lugar.

La garita debería mantenerse limpia y pintarse con regularidad; en muchos lugares, suele ser suficiente con volver a pintarla una vez cada dos años, pero en áreas con contaminación atmosférica podría ser necesario hacerlo al menos una vez al año.

### 2.5.2 **Otras protecciones ventiladas artificialmente**

La principal alternativa a la exposición en una garita de persiana, ya sea con ventilación natural o artificial, consiste en proteger el bulbo de la radiación directa colocándolo en el eje de dos protecciones cilíndricas concéntricas y produciendo una corriente de aire (de una velocidad de entre 2,5 y 10 m s<sup>-1</sup>) entre ellas, alejada del bulbo del termómetro. Este tipo de exposición es normal en los psicrómetros de aspiración (véase el capítulo 4 de la parte I). En principio, las protecciones deberían ser de un material aislante térmico, aunque en los psicrómetros de Assmann son de un metal muy pulimentado con objeto de reducir la absorción de la radiación solar. La protección interior se mantiene en contacto con una corriente de aire sobre ambas caras, de modo que su temperatura, y por consiguiente la del termómetro, pueda asemejarse mucho a la del aire. Las protecciones de este tipo suelen descansar sobre su soporte con el eje en posición vertical. La cantidad de radiación directa que penetra desde el suelo a través de la base es pequeña y puede reducirse ampliando considerablemente la base de las protecciones bajo el bulbo del termómetro. Cuando exista ventilación artificial producida por un ventilador eléctrico, habría que tener cuidado de evitar que el calor del motor y del ventilador llegue a los termómetros.



En el diseño del psicrómetro de referencia de la OMM se tienen adecuadamente en cuenta los efectos de la radiación y el uso de ventilación artificial y de protecciones, a fin de que el termómetro esté en equilibrio a la temperatura verdadera del aire (véase el capítulo 4 de la parte I).

---

## ANEXO. DETERMINACIÓN DE LOS PUNTOS FIJOS DE LA ESCALA INTERNACIONAL DE TEMPERATURA DE 1990

Los puntos fijos de la Escala Internacional de Temperatura de 1990 (EIT-90) que revisten interés para las mediciones meteorológicas aparecen indicados en el cuadro 2.A.1, mientras que los puntos de referencia secundarios figuran en el cuadro 2.A.2.

El método normalizado de interpolar valores entre los puntos fijos consiste en aplicar fórmulas que establecen la relación entre las indicaciones de los instrumentos patrón y los valores de la EIT-90 (BIPM, 1990). El instrumento patrón utilizado entre  $-259,34\text{ °C}$  y  $961,78\text{ °C}$  es un termómetro de resistencia de platino.

Otro método práctico de aproximación a la EIT-90 para la calibración de termómetros de resistencia de platino (determinación de  $R_0$ ,  $A$ ,  $B$  y  $C$ , véase la ecuación más adelante) consiste en obtener datos térmicos de resistencia estableciendo una comparación con un termómetro patrón de resistencia de platino calibrado en varias temperaturas en el rango de interés, y luego introducir un polinomio en los datos mediante un método de mínimos cuadrados.

La relación que existe entre la resistencia de termómetros de resistencia de platino objeto de calibración y la temperatura medida con un termómetro de referencia se describe con una ecuación de interpolación. La ecuación Callendar-Van Dusen es la que comúnmente se acepta como la ecuación de interpolación de termómetros de resistencia de platino industriales (definida en la norma IEC 60751, véase Comisión Electrotécnica Internacional, 2008), en lugar de termómetros patrón de resistencia de platino:

$$R_t = R_0 \left( 1 + A \cdot t + B \cdot t^2 + C \cdot (t - 100) \cdot t^3 \right)$$

donde  $R_t$  es la resistencia de un hilo de platino a la temperatura  $t$ ,  $R_0$  es su resistencia a  $0\text{ °C}$  (punto de hielo), y  $A$ ,  $B$  y  $C$  ( $C = 0$  para  $t > 0\text{ °C}$ ) son constantes cuyo valor se obtiene mediante el método de mínimos cuadrados en los datos obtenidos durante la calibración.

**Cuadro 2.A.1. Determinación de los puntos fijos en la EIT-90**

Estado de equilibrio	Valor asignado en la EIT	
	K	°C
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del argón (punto triple del argón)	83,805 8	-189,344 2
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del mercurio (punto triple del mercurio)	234,315 6	-38,834 4
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del agua (punto triple del agua)	273,160 0	0,01
Equilibrio entre las fases sólida y líquida del galio (punto de fusión del galio)	302,914 6	29,764 6
Equilibrio entre las fases sólida y líquida del indio (punto de congelación del indio)	429,748 5	156,598 5

**Cuadro 2.A.2. Puntos de referencia secundarios y sus temperaturas en la EIT-90**

Estado de equilibrio	Valor asignado en la EIT	
	K	°C
Equilibrio entre las fases sólida y de vapor del dióxido de carbono (punto de sublimación del dióxido de carbono) a la presión atmosférica de referencia $p_0$ (1 013,25 hPa)		
La temperatura $t$ como función de la presión de vapor del dióxido de carbono viene dada por la ecuación:		
$t = [1,210\ 36 \cdot 10^{-2} (p - p_0) - 8,912\ 26 \cdot 10^{-6} (p - p_0)_2 - 78,464] \text{ °C}$		
donde $p$ es la presión atmosférica en hPa, en el intervalo de temperaturas de 194 a 195 K	194,686	-78,464
Equilibrio entre las fases sólida y líquida del mercurio (punto de congelación del mercurio) a la presión atmosférica de referencia	234,296	-38,854
Equilibrio entre el hielo y el agua saturada de aire (punto de hielo) a la presión atmosférica de referencia	273,150	0,00
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del fenoxibenceno (difenil éter) (punto triple del fenoxibenceno)	300,014	26,864

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Andersson, T. e I. Mattison, 1991: *A Field Test of Thermometer Screens*. Informe del Instituto de Meteorología e Hidrología de Suecia RMK núm. 62, Norrköping.
- Comisión Electrotécnica Internacional, 2008: *Industrial Platinum Resistance Thermometers and Platinum Temperature Sensors*, IEC 60751:2008. Ginebra.
- Jones, E. B., 1992: *Jones' Instrument Technology*. Volumen 2: "Measurement of temperature and chemical composition". Butterworths-Heinemann, Oxford.
- Middleton, W. E. K. y A. F. Spilhaus, 1960: *Meteorological Instruments*. University of Toronto Press.
- Oficina de Publicaciones de Su Majestad/Oficina Meteorológica, 1980: *Handbook of Meteorological Instruments*. Volumen 2: "Measurement of temperature". Londres.
- Oficina Internacional de Pesas y Medidas, 1989: *Procès-Verbaux du Comité International des Poids et Mesures*. 78º período de sesiones, 1989, París (disponible en: <http://www.bipm.org/utils/common/pdf/its-90/ITS-90.pdf>).
- Oficina Internacional de Pesas y Medidas/Comité Consultivo de Termometría, 1990: "The International Temperature Scale of 1990 (ITS-90)" (H. Preston Thomas), en *Metrologia*, núm. 27, págs. 3 a 10 (versión enmendada) (disponible en: [http://www.bipm.org/utils/common/pdf/its-90/ITS-90\\_metrologia.pdf](http://www.bipm.org/utils/common/pdf/its-90/ITS-90_metrologia.pdf)).
- Organización Internacional de Normalización, 2007: *Meteorology – Air Temperature Measurements – Test Methods for Comparing the Performance of Thermometer Shields/Screens and Defining Important Characteristics*, ISO/DIS 17714: 2007. Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1972: *The Effect of Thermometer Screen Design on the Observed Temperature* (W. R. Sparks) (WMO-No. 315). Ginebra.
- , 1992: *Measurement of Temperature and Humidity: Specification, Construction, Properties and Use of the WMO Reference Psychrometer* (R. G. Wylie and T. Lalas). Technical Note No. 194 (WMO-No. 759). Ginebra.
- , 1998a: *Recent Changes in Thermometer Screen Design and their Impact* (A. Barnett, D. B. Hatton and D. W. Jones). Instruments and Observing Methods Report No. 66 (WMO/TD-No. 871). Ginebra.
- , 1998b: "An investigation of temperature screens and their impact on temperature measurements" (J. Warne), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-98)*. Instruments and Observing Methods Report No. 70 (WMO/TD-No. 877). Ginebra.
- , 1998c: "A thermometer screen intercomparison" (J. P. van der Meulen), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-98)*. Instruments and Observing Methods Report No. 70 (WMO/TD-No. 877). Ginebra.
- , 1998d: "Comparison of meteorological screens for temperature measurement" (G. Lefebvre), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-98)*. Instruments and Observing Methods Report No. 70 (WMO/TD-No. 877). Ginebra.
- , 2000a: "A comparison of air temperature radiation screens by field experiments and computational fluid dynamics (CFD) simulations" (A. Spetalen, C. Lofseik y P. Ø. Nordli), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2000)*. Instruments and Observing Methods Report No. 74 (WMO/TD-No. 1028). Ginebra.
- , 2000b: "Temperature measurements: Some considerations for the intercomparison of radiation screens" (J. P. van der Meulen), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2000)*. Instruments and Observing Methods Report No. 74 (WMO/TD-No. 1028). Ginebra.
- , 2002a: "Measurement of temperature with wind sensors during severe winter conditions" (M. Musa, S. Suter, R. Hyvönen, M. Leroy, J. Rast y B. Tammelin), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2002)*. Instruments and Observing Methods Report No. 75 (WMO/TD-No. 1123). Ginebra.
- , 2002b: "Norwegian national thermometer screen intercomparison" (M. H. Larre y K. Hegg), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2002)*. Instruments and Observing Methods Report No. 75 (WMO/TD-No. 1123). Ginebra.

- , 2002c: "Results of an intercomparison of wooden and plastic thermometer screens" (D. B. Hatton), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2002)*. Instruments and Observing Methods Report No. 75 (WMO/TD-No. 1123). Ginebra.
- , 2002d: "Temperature and humidity measurements during icing conditions" (M. Leroy, B. Tammelin, R. Hyvönen, J. Rast y M. Musa), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2002)*. Instruments and Observing Methods Report No. 75 (WMO/TD-No. 1123). Ginebra.
- , 2011: *WMO Field Intercomparison of Thermometer Screens/Shields and Humidity Measuring Instruments* (M. Lacombe, D. Bousri, M. Leroy and M. Mezred). Instruments and Observing Methods Report No. 106 (WMO/TD-No. 1579). Ginebra.
- Sparks, W. R., 1970: "Current concepts of temperature measurement applicable to synoptic networks", en *Meteorological Monographs*, vol. 11, núm. 33, págs. 247 a 251.
- , 2001: *Field trial of Metspec screens. Technical Report TR19*, Met Office/OD, Wokingham (Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte).
- Zanghi, F., 1987: *Comparaison des Abris Météorologiques*. Memorando técnico N° 11, Météo-France/ Servicio de equipos y de técnicas instrumentales para aplicaciones meteorológicas (SETIM), Trappes.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 3. MEDICIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA.....	96
3.1 Generalidades .....	96
3.1.1 Definición.....	96
3.1.2 Unidades y escalas .....	96
3.1.3 Requisitos meteorológicos .....	97
3.1.4 Métodos de medición y de observación .....	97
3.2 Barómetros de mercurio.....	99
3.2.1 Requisitos de construcción.....	99
3.2.2 Requisitos generales .....	99
3.2.3 Condiciones normales .....	100
3.2.3.1 Temperatura y densidad normales del mercurio.....	100
3.2.3.2 Gravedad normal .....	100
3.2.4 Lectura de los barómetros de mercurio .....	101
3.2.4.1 Exactitud de las lecturas .....	101
3.2.4.2 Cambios en la corrección de índice .....	101
3.2.4.3 Cambios permisibles en la corrección del error de índice .....	102
3.2.5 Corrección de las lecturas barométricas a las condiciones normales .....	102
3.2.6 Errores y fallos de los barómetros de mercurio .....	103
3.2.6.1 Incertidumbres en la temperatura del instrumento .....	103
3.2.6.2 Vacío imperfecto de la cámara barométrica.....	103
3.2.6.3 Depresión capilar de las superficies del mercurio.....	103
3.2.6.4 Falta de verticalidad .....	104
3.2.6.5 Exactitud general de las lecturas de presión corregidas.....	104
3.2.7 Medidas de seguridad durante el manejo del mercurio .....	104
3.2.7.1 Vertidos y evacuación .....	105
3.2.7.2 Incendios .....	106
3.2.7.3 Transporte .....	106
3.3 Barómetros electrónicos.....	106
3.3.1 Transductores para medir el desplazamiento de la cápsula aneroide .....	107
3.3.2 Barómetros digitales piezorresistivos .....	108
3.3.3 Barómetros de resonador cilíndrico .....	108
3.3.4 Lectura de los barómetros electrónicos .....	109
3.3.5 Errores y fallos de los barómetros electrónicos .....	109
3.3.5.1 Deriva de calibración .....	109
3.3.5.2 Temperatura.....	110
3.3.5.3 Interferencias eléctricas .....	110
3.3.5.4 Naturaleza del funcionamiento.....	110
3.4 Barómetros aneroides.....	110
3.4.1 Requisitos de construcción.....	110
3.4.2 Requisitos de exactitud.....	111
3.4.3 Lectura de los barómetros aneroides .....	111
3.4.3.1 Exactitud de las lecturas .....	111
3.4.3.2 Correcciones aplicadas a los barómetros aneroides .....	111
3.4.4 Errores y fallos de los barómetros aneroides .....	111
3.4.4.1 Compensación incompleta de temperatura .....	111
3.4.4.2 Errores de elasticidad .....	112
3.5 Barógrafos .....	112
3.5.1 Requisitos generales .....	112
3.5.2 Construcción de barógrafos.....	113
3.5.3 Fuentes de error y de inexactitud .....	113
3.5.4 Instrumentos con capacidad para el procesamiento de datos .....	113
3.5.5 Lectura de los barógrafos.....	113
3.5.5.1 Exactitud de las lecturas .....	113
3.5.5.2 Correcciones que se aplicarán a las lecturas del barógrafo .....	114
3.6 Barómetros de tubo de Bourdon.....	114
3.7 Variación barométrica.....	114
3.8 Requisitos generales de exposición .....	114
3.8.1 Efecto del viento .....	115

	<i>Página</i>
3.8.2 Efectos del aire acondicionado .....	115
3.9 Exposición del barómetro .....	115
3.9.1 Exposición de los barómetros de mercurio .....	115
3.9.2 Exposición de los barómetros electrónicos .....	116
3.9.3 Exposición de los barómetros aneroides .....	116
3.9.4 Exposición de los barógrafos .....	116
3.10 Comparación, calibración y mantenimiento .....	117
3.10.1 Requisitos generales para la comparación entre barómetros .....	117
3.10.2 Equipo utilizado en las comparaciones entre barómetros .....	118
3.10.2.1 Barómetro patrón primario (categoría A) .....	118
3.10.2.2 Barómetro patrón de trabajo (categoría B) .....	118
3.10.2.3 Barómetro patrón itinerante (categoría C) .....	118
3.10.2.4 Especificaciones de los barómetros de mercurio portátiles (categoría P) .....	119
3.10.2.5 Especificaciones de los barómetros electrónicos portátiles (categoría Q) .....	119
3.10.3 Comparación de barómetros .....	119
3.10.3.1 Comparación internacional de barómetros .....	119
3.10.3.2 Inspección de los barómetros de estación .....	120
3.10.3.3 Procedimientos de comparación de los barómetros de mercurio. ...	120
3.10.3.4 Verificación de los barómetros electrónicos. ....	120
3.10.4 Procedimiento general recomendado para la comparación de barómetros situados en emplazamientos diferentes .....	121
3.10.5 Comparación regional de barómetros .....	122
3.10.5.1 Nomenclatura y símbolos .....	122
3.10.5.2 Sistema de comparación interregional .....	123
3.10.5.3 Sistema de comparación internacional dentro de una Región .....	123
3.11 Ajuste de las lecturas del barómetro a otros niveles .....	124
3.11.1 Niveles normalizados .....	124
3.11.2 Estaciones de nivel bajo .....	124
3.12 Tendencia de la presión y característica de la tendencia de la presión. ....	125
ANEXO 3.A. CORRECCIÓN DE LAS LECTURAS DEL BARÓMETRO EN CONDICIONES NORMALES .....	126
ANEXO 3.B. BARÓMETROS PATRÓN REGIONALES .....	130
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	131

## CAPÍTULO 3. MEDICIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA

### 3.1 GENERALIDADES

#### 3.1.1 Definición

La presión atmosférica sobre una superficie dada es la fuerza por unidad de área que ejerce sobre dicha superficie el peso de la atmósfera que está encima. La presión es, pues, igual al peso de una columna vertical de aire —que llega hasta el límite exterior de la atmósfera— sobre una proyección horizontal de la superficie.

Además de la presión real, hay que determinar también la tendencia de la presión. La tendencia de la presión describe el carácter y la cuantía de la variación de la presión atmosférica durante un período de 3 horas, o de otro especificado que finalice en el momento de la observación. Consta de dos partes: la variación de la presión y la característica de la presión. La variación de la presión es la diferencia neta entre las lecturas de presión al comienzo y al final de un intervalo de tiempo especificado. La característica de la presión indica la pauta de variación de la presión durante ese período de tiempo, por ejemplo, una disminución seguida de un aumento, o un aumento seguido de un aumento más rápido.

#### 3.1.2 Unidades y escalas

La unidad básica para las mediciones de presión atmosférica es el pascal (Pa) (o newton por metro cuadrado). Se establece la norma de añadir el prefijo “hecto” a esta unidad cuando se indica la presión con fines meteorológicos, lo que hace que el hectopascal (hPa) —que equivale a 100 Pa— sea la terminología preferente. Esta circunstancia obedece, en gran medida, a que un hectopascal equivale a 1 milibar (mbar), la unidad utilizada anteriormente.

Las escalas de todos los barómetros meteorológicos deberían estar graduadas en hectopascales. Algunos barómetros están graduados en “milímetros o pulgadas de mercurio en condiciones normales”,  $(\text{mm Hg})_n$  o  $(\text{in Hg})_n$ , respectivamente. Cuando sea evidente por el contexto que prevalecen condiciones normales, se pueden utilizar las expresiones más breves “milímetro de mercurio” o “pulgada de mercurio”. En esas condiciones normales, una columna de mercurio que tenga una altura a escala verdadera de 760  $(\text{mm Hg})_n$  ejerce una presión de 1013,250 hPa.

Serán aplicables en tales casos los factores de conversión siguientes:

$$\begin{aligned} 1 \text{ hPa} &= 0,750\ 062 (\text{mm Hg})_n \\ 1 (\text{mm Hg})_n &= 1,333\ 224 \text{ hPa} \end{aligned}$$

En los casos en que se aplique la relación de cálculo convencional entre la pulgada y el milímetro, es decir,  $1 \text{ in} = 25,4 \text{ mm}$ , se obtienen los factores de conversión siguientes:

$$\begin{aligned} 1 \text{ hPa} &= 0,029\ 530 (\text{in Hg})_n \\ 1 (\text{in Hg})_n &= 33,863\ 9 \text{ hPa} \\ 1 (\text{mm Hg})_n &= 0,039\ 370\ 08 (\text{in Hg})_n \end{aligned}$$

Las escalas de los barómetros de mercurio para fines meteorológicos deberían graduarse de tal manera que permitan obtener lecturas de la presión verdadera directamente en las unidades normalizadas si la totalidad del instrumento se mantiene a la temperatura normal de  $0\text{ }^\circ\text{C}$  y el valor normal de la gravedad es  $9,806\ 65 \text{ m s}^{-2}$ .

Los barómetros pueden tener más de una escala grabada, por ejemplo, hPa y mm Hg, o hPa e in Hg, siempre y cuando hayan sido calibrados correctamente en condiciones normales.



Los datos sobre la presión deberían expresarse en hectopascales. En adelante, en este capítulo se utilizará solo la unidad hectopascal.

### 3.1.3 Requisitos meteorológicos

Los campos de presión analizados constituyen un requisito fundamental de la ciencia de la meteorología. Es imperativo que esos campos se definan con exactitud, puesto que conforman la base de todas las predicciones subsiguientes relativas al estado de la atmósfera. Las mediciones de la presión deben ser tan exactas como lo permita la tecnología, con sujeción a unos condicionantes económicos realistas, y los procedimientos de medición y calibración han de ser uniformes en todo el mundo.

Las comisiones respectivas de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) han fijado el nivel de exactitud necesario para que las mediciones de la presión satisfagan los requisitos de diversas aplicaciones meteorológicas, según se describe en el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E), que constituye la referencia primaria para las especificaciones de la medición en esta Guía. Los requisitos son los siguientes:

Rango de medición: 500 a 1080 hPa (tanto para la presión en la estación como para la presión al nivel medio del mar)  
Incertidumbre de medición requerida: 0,1 hPa  
Resolución comunicada: 0,1 hPa  
Constante de tiempo del sensor: 20 s (para la mayoría de los barómetros modernos, 2 s es alcanzable; véase el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E))  
Tiempo medio de obtención: 1 min

Se considera que los barómetros nuevos deberían poder cumplir los requisitos referidos en un entorno estrictamente controlado como, por ejemplo, el de un laboratorio equipado adecuadamente. Esos requisitos determinan el objetivo de exactitud apropiado que deberán tener los barómetros antes de ser instalados en un entorno operativo.

Una vez instalados los barómetros en un entorno operativo, las limitaciones prácticas pueden hacer necesario un equipo adecuadamente diseñado para que el Servicio Meteorológico Nacional mantenga ese objetivo de exactitud. No solo el barómetro, sino también la exposición debe ser objeto de una atención especial. De todos modos, el funcionamiento de un barómetro de estación de una red operativa, si está calibrado con respecto a un barómetro patrón cuyo error de índice sea conocido y permitido, debería adaptarse a los criterios ya indicados.

### 3.1.4 Métodos de medición y de observación

Por lo general, las mediciones de la presión atmosférica con fines meteorológicos se realizan mediante barómetros electrónicos, barómetros de mercurio y barómetros aneroides o hipsómetros. Este último tipo de instrumentos, cuyo funcionamiento se basa en la relación entre el punto de ebullición de un líquido y la presión atmosférica, hasta el momento solo ha sido de uso limitado y, por ello, no se tratará con detenimiento en esta publicación. En OMM (1992) se encontrará un análisis muy útil del funcionamiento de los barómetros digitales (la mayoría de los cuales están provistos de lectura electrónica).

Los instrumentos de medición de la presión con fines meteorológicos (barómetros) pueden utilizarse como instrumentos operativos para medir la presión atmosférica si cumplen los requisitos siguientes:

- a) Los instrumentos deben calibrarse o controlarse periódicamente con respecto a un barómetro patrón (de trabajo) mediante procedimientos aprobados. El intervalo de tiempo entre dos calibraciones debe ser lo suficientemente corto para que el error total absoluto de medición cumpla los requisitos, relativos a la exactitud, que figuran en este capítulo.

- b) Toda variación de la exactitud (a largo y corto plazo) debe ser muy inferior a los márgenes de tolerancia que se especifican en la sección 3.1.3. Cuando un instrumento haya mostrado en las calibraciones una tendencia a la deriva, solo será utilizable para fines operativos si el intervalo entre calibraciones es lo suficientemente corto para asegurar el grado de exactitud requerido en todo momento.
- c) Las lecturas del instrumento no deberían verse afectadas por variaciones de la temperatura. Los instrumentos serán idóneos solo si:
  - i) los procedimientos para corregir las lecturas de los efectos de temperatura aseguran el grado de exactitud requerido; y/o
  - ii) el sensor de presión está instalado en un entorno cuya temperatura esté estabilizada de forma que pueda conseguirse la exactitud requerida.

Algunos instrumentos miden la temperatura del sensor de presión para compensar los efectos de la temperatura. Será necesario controlar y calibrar esas funciones de compensación cuando se efectúen las calibraciones normales.

- d) El instrumento debe emplazarse en un entorno cuyas condiciones exteriores no originen errores de medición. Esas condiciones comprenden el viento, la radiación o la temperatura, los golpes y las vibraciones, las fluctuaciones del suministro eléctrico y los golpes de presión. Debe ponerse mucho cuidado al elegir la posición del instrumento, sobre todo si es un barómetro de mercurio.

Es importante que los observadores meteorológicos conozcan a fondo la incidencia de esas condiciones y puedan evaluar si alguna de ellas repercute o no en la exactitud de las lecturas del barómetro en uso.

- e) El instrumento debería ser de lectura fácil y rápida, y su diseño debe asegurar que la desviación típica de las lecturas sea inferior a un tercio de la exactitud absoluta establecida.
- f) Cuando el instrumento tenga que ser calibrado fuera de su emplazamiento, la forma de transporte del barómetro no debe afectar a su estabilidad ni a su exactitud. Entre las condiciones que pueden alterar la calibración del barómetro se encuentran los golpes y las vibraciones de tipo mecánico, las desviaciones de la vertical y las fluctuaciones de presión considerables, como las que se pueden producir durante el transporte aéreo.

La mayoría de los barómetros de diseño reciente utilizan transductores, que transforman la respuesta del sensor en magnitudes relacionadas con la presión. Estas son procesadas posteriormente por circuitos de integración eléctricos apropiados o por sistemas de adquisición de datos con algoritmos de suavizado adecuados. Para la mayoría de las aplicaciones sinópticas de los barómetros será conveniente una constante de tiempo de unos 10 segundos (y en ningún caso superior a 20 segundos). En los barómetros de mercurio, la constante de tiempo es generalmente irrelevante.

En los párrafos siguientes se detallarán varios métodos generales para medir la presión atmosférica.

Tradicionalmente, el método más utilizado para medir la presión atmosférica consiste en equilibrarla con el peso de una columna de líquido. Por motivos diversos, la exactitud requerida solo puede conseguirse convenientemente si el líquido es mercurio. En general, se considera que los barómetros de mercurio poseen buena estabilidad a largo plazo y exactitud, pero están perdiendo popularidad frente a los barómetros electrónicos de exactitud similar, de mayor facilidad de lectura.

Una membrana elástica, sujeta por los bordes, se deformará si se ejerce más presión en un lado que en otro. En la práctica, ello se consigue gracias a una cápsula de metal cerrada, en la que se ha hecho un vacío total o parcial, y que contiene un muelle metálico resistente que impide

que la cápsula ceda a la presión atmosférica externa. Para medir la deformación causada por la diferencia de presión entre el interior y el exterior de la cápsula se utilizan medios mecánicos o eléctricos. Este es el principio del conocido barómetro aneroides.

Se han desarrollado sensores de presión consistentes en cilindros de paredes finas —de una aleación de níquel— rodeados de vacío. La frecuencia natural de resonancia de esos cilindros varía en función de la diferencia de presión entre el interior del cilindro, que está a la presión atmosférica ambiental, y el exterior del cilindro, mantenido en el vacío.

Cada vez se utilizan con mayor frecuencia transductores de presión absoluta, basados en un elemento de cuarzo cristalino. La presión ejercida por un fuelle flexible sobre la superficie del cristal origina sobre este último una fuerza de compresión. Las propiedades piezorresistivas del cristal permiten que la aplicación de presión modifique el equilibrio de un puente de Wheatstone activo. Al equilibrar el puente, es posible determinar la presión con exactitud. Estos tipos de transductores de presión están prácticamente exentos de efectos de histéresis.

El punto de ebullición de un líquido es una función de la presión a la que hierve. Una vez determinada esa función, se puede utilizar la temperatura de ebullición del líquido, en un hipsómetro, para determinar la presión atmosférica.

## 3.2 BARÓMETROS DE MERCURIO

Hay una tendencia creciente a abandonar los barómetros de mercurio, debido a las siguientes causas: el vapor de mercurio es altamente tóxico; el mercurio no combinado es corrosivo para las aleaciones de aluminio utilizadas en las estructuras aéreas (de ahí las reglamentaciones que prohíben el manejo o transporte de barómetros de mercurio en algunos países); para el tubo es necesario un vidrio plomado especial; el barómetro es un instrumento muy delicado y difícil de transportar; son también difíciles su mantenimiento y la limpieza del mercurio; la lectura y las correcciones del instrumento deben efectuarse manualmente; y ya se dispone de otros sensores de presión de exactitud y estabilidad equivalentes, provistos de lectura electrónica.

### 3.2.1 Requisitos de construcción

El principio básico del barómetro de mercurio radica en el hecho de que la presión de la atmósfera se equilibra con el peso de una columna de mercurio. En algunos barómetros la columna de mercurio se pesa en una balanza, pero para los fines meteorológicos corrientes se mide la longitud de la columna de mercurio con una escala graduada en unidades de presión.

En las estaciones meteorológicas se utilizan varios tipos de barómetro de mercurio; entre los más utilizados cabe destacar el de cubeta fija y el de Fortin. La longitud que se ha de medir es la distancia comprendida entre el extremo superior de la columna de mercurio y la superficie del mercurio de la cubeta. Está claro que cualquier alteración que se produzca en la longitud de la columna de mercurio irá acompañada de una variación del nivel del líquido en la cubeta. En el barómetro de Fortin es posible enrasar el mercurio en la cubeta con un índice de marfil, cuyo extremo está situado en el indicador cero de la escala del barómetro. En los barómetros de cubeta fija, denominados con frecuencia barómetros de modelo Kew, no se precisa un enrase del mercurio de la cubeta, ya que la escala grabada sobre el barómetro está ideada para tener en cuenta los cambios de nivel del mercurio de la cubeta.

### 3.2.2 Requisitos generales

Los requisitos principales que ha de satisfacer un buen barómetro de mercurio de estación son los siguientes:

- a) Su exactitud debería permanecer invariable a lo largo de períodos prolongados de tiempo; en particular, sus efectos de histéresis tendrían que ser pequeños.

- b) Su lectura debería ser fácil y rápida, y en ella habrían de corregirse todos los efectos conocidos; los observadores que utilizan estas correcciones tienen que conocer su importancia para aplicarlas debidamente y no alterar la exactitud de las lecturas.
- c) No debería perder exactitud durante el transporte.
- d) El diámetro interior del tubo habría de ser, preferentemente, de 9 mm y nunca inferior a 7 mm.
- e) El tubo debería prepararse y llenarse al vacío; la pureza del mercurio es muy importante: será mercurio doblemente destilado, desengrasado, repetidamente lavado y filtrado.
- f) Se grabará en el barómetro la temperatura real a la que se supone que la escala da lecturas correctas, en condiciones de gravedad normal; preferentemente, la escala debería estar calibrada para dar lecturas correctas a 0 °C.
- g) Los meniscos no deberían ser planos, salvo cuando el diámetro interior del tubo sea grande (superior a 20 mm).
- h) En los barómetros marinos el error no debería exceder de 0,5 hPa en ningún punto.

El tiempo de respuesta de los barómetros de mercurio de las estaciones terrestres es habitualmente muy corto en comparación con el de los barómetros marinos y el de los instrumentos de medición de la temperatura, la humedad y el viento.

### 3.2.3 **Condiciones normales**

Dado que la longitud de la columna de mercurio de un barómetro depende de otros factores, especialmente la temperatura y la gravedad, además de la presión atmosférica, es preciso especificar las condiciones normales en las que el barómetro debería teóricamente proporcionar lecturas de la presión verdadera. Las convenciones barométricas internacionales contienen las normas que se indican a continuación.

#### 3.2.3.1 **Temperatura y densidad normales del mercurio**

La temperatura normal a la que se reducen las lecturas del barómetro de mercurio para eliminar los errores relacionados con los cambios de densidad del mercurio inducidos por la temperatura es 0 °C.

Se considera que la densidad normal del mercurio a 0 °C es de  $1,359\ 51 \cdot 10^4\ \text{kg m}^{-3}$ ; para calcular la presión absoluta mediante la ecuación hidrostática, el mercurio de la columna de un barómetro se trata como un fluido incompresible.

La densidad del mercurio impuro es diferente de la del mercurio puro. Por ello, la utilización de un barómetro con mercurio impuro causará errores de lectura, ya que la presión indicada es proporcional a la densidad del mercurio.

#### 3.2.3.2 **Gravedad normal**

En las lecturas barométricas es necesario reducir la aceleración local de la gravedad a la gravedad normal. Se considera que el valor de la gravedad normal ( $g_n$ ) es una constante convencional,  $g_n = 9,806\ 65\ \text{m s}^{-2}$ .

Nota: La necesidad de adoptar un valor de referencia arbitrario para la aceleración de la gravedad se explica en OMM (1966). No es posible establecer con precisión una relación entre este valor y el valor teórico o medido de la aceleración de la gravedad en condiciones especificadas, por ejemplo, a nivel del mar y 45° de latitud, porque es muy probable que esos valores varíen cuando se obtengan datos experimentales nuevos.

### 3.2.4 **Lectura de los barómetros de mercurio**

Al realizar una observación con un barómetro de mercurio, debería leerse primero el termómetro unido. Esta lectura tendría que llevarse a cabo con la mayor rapidez posible, ya que la temperatura del termómetro puede ascender debido a la presencia del observador. Para estabilizar las superficies de mercurio debería golpearse ligeramente el barómetro con el dedo en dos lugares: cerca del menisco y cerca de la cubeta. Si el barómetro no es de cubeta fija, se debería realizar el ajuste necesario para poner en contacto el mercurio de la cubeta con el índice fijo de referencia. Por último, debería ajustarse el nonio al menisco para tomar la lectura. El nonio está ajustado correctamente cuando su borde horizontal inferior está en contacto con la parte más alta del menisco; con una lupa debería poder verse cualquier rendija de luz filtrada entre el nonio y la parte más alta de la superficie del mercurio. En ningún caso el nonio debería "ocultar" la parte superior del menisco. El ojo del observador tendría que situarse de forma que los bordes anterior y posterior del nonio estén en la línea de visión.

#### 3.2.4.1 **Exactitud de las lecturas**

La lectura debería redondearse a la décima de hectopascal más próxima. En general, no puede leerse el nonio con una exactitud mayor.

Para perfeccionar la lectura de los barómetros de mercurio se han diseñado sistemas ópticos y digitales que, aunque suelen facilitar las observaciones, pueden introducir también nuevas fuentes de error, a menos que se hayan diseñado y calibrado cuidadosamente.

#### 3.2.4.2 **Cambios en la corrección de índice**

Toda variación de la corrección de índice que se aprecie durante una inspección debería evaluarse según su importancia, teniendo en cuenta los factores siguientes:

- a) el historial del barómetro;
- b) la experiencia del inspector en materia de comparaciones;
- c) la magnitud del cambio observado;
- d) la desviación típica de las diferencias;
- e) la disponibilidad en la estación de un barómetro de recambio cuya corrección se conozca con exactitud;
- f) el comportamiento de los patrones itinerantes durante la gira de inspección;
- g) la coincidencia o discrepancia entre las lecturas de presión de la estación y las de las estaciones vecinas, reflejadas en el mapa sinóptico diario si se acepta la variación;
- h) si se hizo o no la limpieza del instrumento antes de efectuar la comparación.

La variación del error de índice en los barómetros de estación, denominada deriva, obedece a:

- a) las variaciones de la depresión de capilaridad de las superficies de mercurio cuando este está contaminado; en zonas con contaminación atmosférica grave proveniente de fuentes industriales, la contaminación del mercurio puede plantear un serio problema y exigir la limpieza relativamente frecuente del mercurio y de la cubeta;
- b) el ascenso de burbujas de aire hasta la cámara barométrica a través de la columna de mercurio.

Estos cambios pueden ser aleatorios, o sistemáticamente positivos o negativos, en función de la causa que los origine.

Los cambios de la corrección de índice también están causados por:

- a) un error imputable al observador, por haber olvidado dar los golpecitos al barómetro antes de iniciar la lectura y no ajustar correctamente el nonio y el punto de referencia;
- b) la ausencia de equilibrio de temperatura en el barómetro de la estación o en el patrón itinerante;
- c) la no simultaneidad de las lecturas cuando la presión está cambiando rápidamente.

En los barómetros de Fortin, tales cambios pueden obedecer al desplazamiento accidental de la escala ajustable y a la atenuación o desaparición de las marcas que indican los puntos de referencia.

#### 3.2.4.3 **Cambios permisibles en la corrección del error de índice**

Las variaciones de la corrección de índice deberían tratarse de la manera siguiente:

- a) Un cambio de la corrección que no exceda de 0,1 hPa se considerará despreciable, a menos que sea persistente.
- b) Un cambio de la corrección que exceda de 0,1 hPa, pero que no supere los 0,3 hPa, puede aceptarse provisionalmente, salvo en el caso de que lo confirme, por lo menos, una inspección ulterior.
- c) Un cambio de la corrección que exceda de 0,3 hPa puede aceptarse provisionalmente solo cuando el barómetro se ha limpiado y no se dispone de otro de repuesto con un valor de corrección conocido; el barómetro debería reemplazarse en cuanto se disponga de otro calibrado correctamente.

Se vigilarán atentamente los barómetros cuya corrección de índice varíe según lo descrito en los apartados b) y c), y se recalibrarán o sustituirán lo antes posible.

Los criterios aplicados a los cambios de la corrección de índice en los barómetros de estación son también aplicables a los instrumentos patrones itinerantes. Las variaciones inferiores a 0,1 hPa podrán despreciarse, salvo cuando sean persistentes. Una variación mayor debería confirmarse y aceptarse únicamente después de repetidas comparaciones. Las correcciones de índice del patrón itinerante efectuadas "antes" y "después" de las visitas de inspección no deberían diferir en más de 0,1 hPa. Así pues, solo deberían emplearse como patrones itinerantes los barómetros que tengan un largo historial de correcciones coherentes.

#### 3.2.5 **Corrección de las lecturas barométricas a las condiciones normales**

Para convertir las lecturas efectuadas en horas y lugares diferentes en valores utilizables de la presión atmosférica deberían realizarse las correcciones siguientes:

- a) corrección del error de índice;
- b) corrección por gravedad;
- c) corrección de temperatura.

En numerosas aplicaciones meteorológicas operativas se pueden obtener resultados aceptables si se tienen en cuenta las instrucciones facilitadas por el fabricante del barómetro, siempre y cuando quede claro que esos procedimientos proporcionan lecturas de presión con el grado de

incertidumbre requerido. Sin embargo, cuando los resultados no sean satisfactorios o se requiera una mayor exactitud, deberían aplicarse unos procedimientos detallados que permitan efectuar las correcciones mencionadas, según se describe en el anexo 3.A.

### 3.2.6 **Errores y fallos de los barómetros de mercurio**

#### 3.2.6.1 ***Incertidumbres en la temperatura del instrumento***

La temperatura que indica el termómetro unido no suele ser idéntica a la temperatura media del mercurio, de la escala y de la cubeta. Se puede disminuir el error resultante mediante una exposición conveniente y un procedimiento de observación adecuado. Debe tenerse en cuenta que en un recinto cerrado suele haber un gradiente de temperatura vertical estable y apreciable, que puede arrojar diferencias considerables entre las temperaturas de las partes superior e inferior del barómetro. La utilización de un ventilador eléctrico puede evitar esa distribución de temperaturas, pero es posible que dé lugar a variaciones de presión locales, por lo que conviene desconectarlo antes de hacer la observación. En condiciones normales, el error asociado a la reducción de la temperatura no excederá de 0,1 hPa si se han tomado las precauciones mencionadas.

#### 3.2.6.2 ***Vacío imperfecto de la cámara barométrica***

Al calibrar un instrumento se supone, por lo general, que hay un vacío perfecto o solo una cantidad despreciable de gas por encima de la columna de mercurio. Toda variación a ese respecto dará lugar a errores en las lecturas de presión. Una manera sencilla de detectar la presencia de gas en el barómetro consiste en inclinar ligeramente el tubo y escuchar si se produce un sonido cuando el mercurio alcanza el extremo superior de la columna, o en examinar el extremo cerrado del tubo para ver si contiene alguna burbuja, cuyo diámetro no debería exceder de 1,5 mm cuando el barómetro esté inclinado. Sin embargo, no es posible detectar de ese modo la presencia de vapor de agua, ya que este se condensa cuando disminuye el volumen de la cámara barométrica. Según la ley de Boyle, el error debido al aire y al vapor de agua no saturado en la cámara barométrica será inversamente proporcional al volumen existente por encima del mercurio. La única manera satisfactoria de eliminar este error consiste en efectuar una calibración nueva en toda la escala; si el error es grande, el tubo debería ser rellenado o sustituido.

#### 3.2.6.3 ***Depresión capilar de las superficies del mercurio***

La altura del menisco y la depresión capilar<sup>1</sup> de un tubo determinado pueden variar debido al envejecimiento del tubo de vidrio, a la contaminación del mercurio, a la tendencia de la presión y a la posición del mercurio dentro del tubo. En la medida de lo posible, la altura media del menisco debería observarse durante la calibración original y consignarse su valor en el certificado del barómetro. No deberían corregirse las desviaciones respecto de la altura original del menisco, y esta información tendría que utilizarse únicamente para determinar si es necesario o no revisar o recalibrar el barómetro. Una variación de 1 mm en la altura del menisco (de 1,8 a 0,8 mm) para un tubo de 8 mm puede ocasionar un error de aproximadamente 0,5 hPa en la lectura de presión.

Debería tenerse presente también que, en barómetros de cubeta fija, una variación grande del ángulo de contacto entre el mercurio y las paredes de la cubeta puede causar errores pequeños, pero apreciables, de la presión observada.

<sup>1</sup> La depresión capilar es una reducción de la altura del menisco de un líquido contenido en un tubo en el que el líquido (por ejemplo, mercurio) no moje las paredes del tubo. El menisco es convexo en su superficie superior.



#### 3.2.6.4 **Falta de verticalidad**

Si la parte inferior de un barómetro simétrico de longitud normal (unos 90 cm), colgado libremente, se desplaza unos 6 mm con respecto a la vertical, la presión que indique tendrá un error por exceso de unos 0,02 hPa. Por lo general, estos barómetros no se apartan tanto de la vertical verdadera.

Sin embargo, en los barómetros asimétricos esta fuente de error es más importante. Por ejemplo, si el índice de referencia de la cubeta se encuentra a unos 12 mm del eje, basta con que la cubeta se desplace tan solo 1 mm respecto de la vertical para causar un error de 0,02 hPa.

#### 3.2.6.5 **Exactitud general de las lecturas de presión corregidas**

En una estación meteorológica ordinaria, la desviación típica de una sola lectura barométrica corregida no debería exceder de 0,1 hPa. Este error se deberá, en gran parte, a la incertidumbre inevitable en la corrección del instrumento, a la incertidumbre relativa a la temperatura del instrumento, y al error originado por el efecto de bombeo de las ráfagas de viento sobre la superficie del mercurio.

#### 3.2.7 **Medidas de seguridad durante el manejo del mercurio**

El mercurio se utiliza en grandes cantidades en los barómetros y, como es venenoso, su manejo exige precauciones. El mercurio en estado elemental es líquido a las temperaturas y presiones de la superficie terrestre. Allí donde hay mercurio líquido se forma vapor de mercurio. En sus estados líquido y gaseoso, el mercurio puede ser absorbido a través de la piel e inhalado como vapor. Las propiedades del mercurio se describen en Sax (1975). En muchos países, las reglamentaciones sobre el manejo de productos peligrosos incluyen las precauciones relativas al manejo del mercurio. El Convenio de Minamata sobre el Mercurio del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) entró en vigor en octubre de 2013 y repercutirá significativamente en la utilización del mercurio para aplicaciones meteorológicas.

Una dosis alta de mercurio puede causar envenenamiento agudo. El mercurio puede acumularse también en los tejidos duros y blandos del cuerpo humano, y una exposición prolongada, incluso a dosis bajas, puede, con el tiempo, afectar a los órganos y hasta causar la muerte. El mercurio ataca principalmente el sistema nervioso central, la boca y las encías, y sus manifestaciones sintomáticas incluyen dolor, pérdida de dientes, reacciones alérgicas, temblores y alteraciones psicológicas.

En lo que respecta a las aplicaciones barométricas, los riesgos más importantes están vinculados a los laboratorios donde los barómetros se vacían o llenan con frecuencia. Pueden plantearse también problemas en las estaciones meteorológicas, por ejemplo cuando se rompe un barómetro y no se recoge el mercurio, que puede experimentar una evaporación continua en un recinto cerrado donde hay personas trabajando.

El peligro subsiste incluso si se limpia el mercurio después de un accidente y se coloca después en un recipiente adecuado. Al manejar mercurio se tendrá en cuenta lo siguiente:

- a) Los recipientes que contienen mercurio serán resistentes, se tapan convenientemente para evitar derrames y se inspeccionarán periódicamente.
- b) El suelo del recinto en el que se almacena mercurio o en el que se utilizan grandes cantidades de este metal se cubrirá con un material no poroso y sin grietas como el PVC. Las gotitas de mercurio quedarán atrapadas en las pequeñas grietas del suelo, por ejemplo entre las baldosas. Es conveniente extender el material protector unos 10 cm sobre las paredes, con lo que se eliminarán las juntas entre el suelo y las paredes.



- c) No debe almacenarse mercurio en recipientes metálicos, pues reacciona con casi todos los metales, salvo el hierro, y forma una amalgama que puede ser también peligrosa. El mercurio no debería entrar en contacto con ningún objeto metálico.
- d) No debe almacenarse mercurio cerca de otras sustancias químicas, especialmente aminas, amoníaco o acetileno.
- e) El mercurio en grandes cantidades debería almacenarse y manipularse siempre en recintos bien ventilados. El material en bruto debería manipularse en el interior de una campana contra emanaciones, de buena calidad.
- f) Nunca debería almacenarse el mercurio cerca de una fuente de calor, pues su punto de ebullición es relativamente bajo (357 °C) y puede dar lugar a concentraciones peligrosas de vapor tóxico, especialmente en caso de incendio.
- g) Cuando se manipule mercurio, tanto el recinto como el personal que trabaja en él deberían inspeccionarse con regularidad para determinar si hay exposición a dosis de mercurio peligrosas.

En virtud del Convenio de Minamata, ya no se autorizarán la importación ni la exportación del mercurio. En este contexto, para 2020 se interrumpirá la producción, la importación y la exportación de productos con mercurio añadido, tales como los termómetros. En el Convenio se establece que: “[c]ada Parte prohibirá, adoptando las medidas pertinentes, la fabricación, la importación y la exportación de los productos con mercurio añadido incluidos en la parte I del anexo A [del Convenio] después de la fecha de eliminación especificada para esos productos” (PNUMA, 2013). Más concretamente, la lista incluye lo indicado a continuación.

Los siguientes aparatos de medición no electrónicos, a excepción de los aparatos de medición no electrónicos instalados en equipo de gran escala o los utilizados para mediciones de alta precisión, cuando no haya disponible ninguna alternativa adecuada sin mercurio:

- a) barómetros;
- b) higrómetros;
- c) manómetros;
- d) termómetros;
- e) esfigomanómetros.

### 3.2.7.1 **Vertidos y evacuación**

Los dos métodos más corrientes para limpiar los vertidos de mercurio son la recogida por aspiración, utilizando un sistema como el que se describe a continuación, o la adsorción/ amalgamiento del mercurio con polvo.

Los vertidos de mercurio deberían limpiarse de inmediato. El operador debería trabajar provisto de guantes o de guanteletes de PVC, gafas protectoras y, cuando el vertido sea importante, una máscara de respiración con filtro contra las emanaciones de mercurio. Con arreglo a la magnitud del vertido, se recogerá el mercurio mediante un mecanismo aspirador, y se utilizarán después adsorbentes para recoger las gotitas. Es imprescindible utilizar adsorbentes, pues de lo contrario se escaparán docenas de pequeñas gotas, de diámetro inferior a 0,02 mm, que quedarán adheridas a las superficies y no podrán ser eliminadas eficazmente por aspiración.

Los sistemas de recogida por aspiración operan haciendo pasar el mercurio por un tubo de plástico de pequeño diámetro hasta un recipiente de vidrio que contendrá por lo menos 3 cm de agua en el fondo; el extremo del tubo quedará sumergido bajo el nivel del agua del recipiente. En la cámara de aire situada sobre el agua del recipiente se introduce un extremo de otro tubo, de diámetro mayor, y se conecta el otro extremo a una aspiradora o bomba de vacío. El agua

impide el paso del vapor o de las gotitas de mercurio hacia la aspiradora o bomba. Tras ello, la solución se depositará en un recipiente de plástico, claramente etiquetado, para su tratamiento posterior.

Para adsorber o amalgamar el mercurio pueden utilizarse diversos compuestos adsorbentes. En particular, el polvo de zinc, la flor de azufre o el carbono activado. Existen productos comerciales para limpiar el mercurio vertido. Se espolvorea el polvo sobre la superficie y se espera a que aquel adsorba o amalgame el mercurio. Se recoge la mezcla resultante y se coloca en un recipiente de plástico, claramente identificado, para su tratamiento posterior.

El mercurio recogido puede ser desechado o recuperado. Las autoridades locales o el proveedor pueden facilitar instrucciones para eliminar los desechos de mercurio. También el proveedor puede suministrar información sobre la recuperación y purificación del mercurio.

### 3.2.7.2 **Incendios**

El mercurio no arde, pero emite humos tóxicos en concentraciones importantes. Después de un incendio, el vapor de mercurio se condensará sobre las superficies frías más cercanas, contaminará áreas extensas y será adsorbido por las superficies porosas, como la madera quemada. En caso de incendio, se evacuará la zona y se tratará de evitar la inhalación de humos. Se informará al cuerpo de bomberos del lugar donde se encuentra el mercurio y de su cantidad.

### 3.2.7.3 **Transporte**

El transporte aéreo de mercurio o de instrumentos que contengan mercurio está regulado por la Asociación de Transporte Aéreo Internacional. Las aerolíneas proporcionarán las condiciones específicas relativas a ese transporte, si así se les solicita. El traslado por tren o por carretera está regulado, en general, por las reglamentaciones sobre el transporte de sustancias peligrosas que rigen en cada país.

Por lo común, el mercurio metálico se debe envasar en recipientes de vidrio o plástico, claramente etiquetados, y lo suficientemente protegidos para evitar roturas. Los instrumentos que contienen mercurio deberían embalarse en una caja de cierre hermético, bien acolchada, fabricada con material resistente al mercurio.

## 3.3 **BARÓMETROS ELECTRÓNICOS**

La mayoría de los barómetros de diseño reciente están dotados de transductores que transforman la respuesta del sensor en una magnitud eléctrica relacionada con la presión, bien en forma de señales analógicas, por ejemplo, el voltaje (de corriente continua o de corriente alterna con una frecuencia relacionada con la presión real), o bien en forma de señales digitales, por ejemplo, la frecuencia de impulsos o los protocolos normalizados de comunicación de datos como, por ejemplo, RS232, RS422, RS485 o IEEE488. Las señales analógicas se pueden visualizar utilizando diversos medidores electrónicos. Para visualizar las salidas digitales, o las salidas analógicas digitalizadas, se emplean monitores y sistemas de adquisición de datos, como los utilizados en las estaciones meteorológicas automáticas.

La tecnología actual de barómetros digitales recurre a diversos niveles de redundancia para aumentar la exactitud y la estabilidad de las mediciones a largo plazo. Una técnica consiste en utilizar tres sensores de funcionamiento independiente, controlados por un microprocesador centralizado. Se puede conseguir mayor estabilidad y fiabilidad con tres barómetros completamente independientes, dotados de tres juegos de transductores de presión y de microprocesadores. Los sensores de temperatura montados en el interior de cada configuración permiten efectuar automáticamente la compensación de temperatura. La triple redundancia

asegurará una excelente estabilidad a largo plazo y la exactitud de las mediciones, incluso en las aplicaciones más exigentes. Estas técnicas permiten controlar y verificar continuamente el funcionamiento individual de cada sensor.

El uso de barómetros digitales implica algunos requisitos operativos especiales, particularmente en las estaciones meteorológicas automáticas; existen recomendaciones formales para asegurar una buena práctica (véase el *Informe final abreviado de la undécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM-N° 807)*, anexo VII). Las organizaciones meteorológicas deberían:

- a) controlar o reajustar la calibración de los barómetros digitales, y repetir esas operaciones regularmente (anualmente, hasta que se determine el grado de deriva);
- b) asegurar una calibración frecuente de los barómetros digitales y examinar la posibilidad de usar, para este fin, los medios de calibración disponibles a nivel nacional;
- c) considerar que ciertos tipos de barómetros digitales pueden ser utilizados como patrón itinerante gracias a su portabilidad y a su buena estabilidad a corto plazo;
- d) considerar que la selección de un tipo específico de barómetro digital debería basarse, no solo en las especificaciones indicadas para el instrumento, sino también en las condiciones medioambientales y en las posibilidades de mantenimiento.

Los fabricantes deberían:

- a) mejorar la independencia de la temperatura y la estabilidad a largo plazo de los barómetros digitales;
- b) usar interfaces y protocolos de comunicación normalizados para la transmisión de datos;
- c) disponer de un suministro de energía para los barómetros digitales que opere en un amplio intervalo de valores de tensión en corriente continua (por ejemplo, de 5 a 28 VCC).

### 3.3.1 Transductores para medir el desplazamiento de la cápsula aneroide

La medición del desplazamiento de la cápsula aneroide sin tocar el instrumento es una necesidad inherente a los aparatos de precisión que miden la presión para aplicaciones meteorológicas. Se utiliza una gran variedad de esos transductores y, en particular, detectores de desplazamiento capacitivos, detectores de desplazamiento potenciométricos, extensómetros situados en puntos estratégicos del sensor, y servosistemas fuerza/equilibrio que mantienen constantes las dimensiones del sensor, independientemente de la presión.

Todos los componentes sensibles deben colocarse en un armazón de hierro fundido, que ha de mantenerse a una temperatura constante mediante un calefactor regulado electrónicamente. Debe evitarse absolutamente la condensación de agua. Una técnica eficaz consiste en colocar un agente higroscópico (por ejemplo, cristales de gel de silicio) dentro del armazón y, para impedir la difusión del vapor de agua dentro del mismo, se puede conectar un tubo de plástico largo (de unos 25 m), de un diámetro interior no mayor de 2 mm, entre la toma de presión y la cabeza estática (véase la sección 3.8.1).

El armazón debe cerrarse herméticamente, sin por ello impedir que el compartimento donde se mide la presión esté conectado con el exterior.

### 3.3.2 Barómetros digitales piezorresistivos

Es posible obtener mediciones de presión atmosférica utilizando el efecto piezoeléctrico (piezorresistivo). Una configuración común consta de cuatro resistores, colocados sobre la superficie flexible de un sustrato monolítico de silicio, interconectados de manera que formen un puente de Wheatstone.

En los barómetros piezorresistivos digitales se utilizan elementos de cuarzo cristalino, axialmente cargados, que son transductores de la presión absoluta. Se ha elegido el cuarzo cristalino por sus propiedades piezoeléctricas, sus características de estabilidad de frecuencia, sus reducidos efectos de temperatura y sus características de frecuencia reproducibles con precisión. La presión aplicada en un puerto de entrada, por medio de un fuelle flexible, origina una fuerza axial ascendente que da lugar, por tanto, a una fuerza de compresión sobre el elemento de cristal de cuarzo. Puesto que este elemento es, en esencia, una membrana rígida, toda la estructura mecánica sufre deflexiones minúsculas, con lo que queda prácticamente eliminada la histéresis mecánica.

El mencionado puente de Wheatstone plenamente activo puede consistir bien en medidores de deformación de semiconductores, o bien en medidores piezorresistivos. Estos extensómetros pueden estar unidos a un fino diafragma circular sujeto a su circunferencia, o difundidos atómicamente en una configuración de diafragma de silicio. En los dispositivos de difusión, el propio chip integrado de silicio es el diafragma. La presión aplicada confiere al diafragma una carga distribuida que, a su vez, produce un esfuerzo de flexión, con las consiguientes deformaciones a las que reacciona el extensómetro. Ese esfuerzo crea una deformación proporcional a la presión aplicada, dando lugar a un desequilibrio del puente. Así pues, la salida del puente es proporcional a la diferencia neta de la presión que actúa sobre el diafragma.

Este modo de funcionamiento se basa en el hecho de que la presión atmosférica actúa sobre el elemento sensor que abarca una pequeña celda, en la que se ha hecho el vacío, a través de la cual se somete a los resistores a esfuerzos de tracción y compresión. Debido al efecto piezoeléctrico, los valores de la resistencia cambian proporcionalmente a la presión atmosférica. Para eliminar los errores de temperatura, el sensor suele ir provisto de un termostato.

La salida del puente de Wheatstone, alimentado por corriente continua, se transforma en una señal normalizada por medio de un amplificador adecuado. Generalmente, los valores de presión se muestran en una pantalla de cristal líquido o de diodo fotoemisor.

En un modelo reciente de transductor de presión piezoeléctrico se determinan dos frecuencias de resonancia del elemento piezoeléctrico. Mediante el cálculo de una función lineal de esas dos frecuencias, y con un conjunto apropiado de variables obtenido después de la calibración, se calcula una presión utilizando un microprocesador independiente de la temperatura del sensor.

### 3.3.3 Barómetros de resonador cilíndrico

En los barómetros de resonador cilíndrico se emplea un elemento sensor consistente en un cilindro de paredes finas, de una aleación de níquel, que se mantiene en un modo de vibración "circular" electromagnética. La presión de entrada se mide en función de la variación que se produce en la frecuencia natural de resonancia del sistema mecánico de vibración. Los movimientos de la pared del cilindro se miden mediante una bobina convertidora, cuya señal es amplificada y devuelta a una bobina motora. La presión atmosférica que se desea medir pasa al interior del cilindro, mientras en el exterior se mantiene una referencia de vacío. En estas circunstancias, la frecuencia natural de resonancia de la vibración varía exactamente con el esfuerzo causado dentro de la pared del cilindro debido a la diferencia de presión entre sus superficies. Un aumento de presión da lugar a un incremento de frecuencia.

El delgado cilindro tiene la masa y rigidez suficientes como para hacer frente al intervalo de presiones de funcionamiento, y está montado sobre una base sólida. El cilindro está instalado en una cámara de vacío, y su entrada está conectada a la atmósfera libre para los usos meteorológicos. Dado que hay una relación unívoca entre la frecuencia natural de resonancia

del cilindro y la presión, se puede calcular la presión atmosférica a partir de la frecuencia de resonancia medida. Sin embargo, hay que tener en cuenta que esa relación, determinada durante la calibración, dependerá de la temperatura y densidad del gas, por lo que habrá que introducir una compensación de temperatura; para ello se recomienda secar el aire antes de enviarlo hacia la entrada.

### 3.3.4 **Lectura de los barómetros electrónicos**

El barómetro electrónico mide la presión atmosférica del espacio circundante, o de cualquier espacio al que esté conectado mediante un tubo. Por lo general, el barómetro debería instalarse de forma que la lectura de presión se efectúe al nivel del instrumento. Sin embargo, a bordo de buques o en estaciones terrestres de poca altitud, es posible ajustar el instrumento para que indique la presión al nivel medio del mar, a condición de que la diferencia entre la presión de la estación y la del nivel del mar puedan considerarse constantes.

Con el barómetro electrónico es posible obtener lecturas exactas en un dispositivo de lectura digital, cuya escala está graduada generalmente en hectopascales, aunque puede ser fácilmente adaptado a otras unidades en caso necesario. Por lo general, permite también efectuar grabaciones digitales. Si el dispositivo está controlado por un microprocesador, podrá indicar la tendencia de las variaciones de la presión.

La exactitud del barómetro electrónico dependerá de la exactitud con que haya sido calibrado, de la eficacia de la compensación de temperatura (método de aire residual, medición y corrección de la temperatura, utilización de termostato), y de la deriva a lo largo del tiempo de calibración del barómetro.

En los transductores primarios es posible instalar circuitos que corrijan la falta de linealidad y los efectos de temperatura del sensor, y que conviertan los resultados de las lecturas en unidades normalizadas. Los modelos actuales más corrientes de barómetro comprenden un sensor, un microordenador (con dispositivo de visualización) y un circuito de interfaz para comunicar con los eventuales registradores de datos o con estaciones meteorológicas automáticas.

Por lo general, los barómetros electrónicos provistos de más de un transductor o elemento sensor calculan una media ponderada de los resultados de cada uno de los sensores y determinan la presión resultante con una resolución de 0,1 hPa. Durante la calibración, cada uno de los sensores puede verificarse con una resolución de 0,01 hPa, lo que no significa que la exactitud del sensor sea superior a 0,1 hPa (véase la sección 3.10.3.4).

### 3.3.5 **Errores y fallos de los barómetros electrónicos**

#### 3.3.5.1 ***Deriva de calibración***

La deriva de calibración es una de las fuentes principales de error de los barómetros electrónicos. Esa deriva suele ser mayor cuando el barómetro es nuevo y disminuye con el paso del tiempo. Pueden producirse saltos en los resultados de una a otra calibración.

Para mantener el barómetro en un modo de funcionamiento aceptable, habrá que verificar las correcciones de calibración aplicadas a las lecturas a intervalos relativamente frecuentes (por ejemplo, cada año), a fin de detectar y reemplazar prontamente los sensores defectuosos.

La necesidad de verificar frecuentemente la calibración de los barómetros electrónicos conlleva una carga adicional para los Servicios Meteorológicos Nacionales, en particular cuando sus redes barométricas son extensas. A la hora de estudiar la posibilidad de reemplazar los barómetros de mercurio por instrumentos electrónicos deberán tenerse en cuenta los costes de calibración vigentes.

### 3.3.5.2 **Temperatura**

Para mantener la calibración es preciso que el barómetro electrónico permanezca a una temperatura constante, de ser posible, similar a la temperatura de calibración. Sin embargo, muchos de los barómetros electrónicos que se encuentran en el mercado no disponen de control de temperatura, por lo que están expuestos a errores mayores. Una buena parte de ellos depende de la medición exacta de la temperatura del sensor y de la corrección electrónica de la presión. Se presupone la ausencia de gradiente térmico en el interior del elemento sensor del barómetro. En situaciones en las que la temperatura cambia suficientemente rápido, pueden producirse errores por histéresis a corto plazo en la presión medida.

La variación de la calibración depende también en gran medida del historial térmico del barómetro puesto que una exposición prolongada a temperaturas diferentes de las de calibración puede ocasionar desviaciones en la calibración a medio o largo plazo.

Los sistemas electrónicos del barómetro pueden ser también una fuente de error cuando no se mantienen a la misma temperatura del elemento sensor. Es muy frecuente utilizar los barómetros electrónicos en condiciones climáticas extremas, especialmente en las estaciones meteorológicas automáticas. En tales casos, el barómetro puede estar expuesto a temperaturas que exceden de las señaladas en las especificaciones de diseño y calibración proporcionadas por el fabricante.

### 3.3.5.3 **Interferencias eléctricas**

Como todos los dispositivos electrónicos de medición sensibles, los barómetros electrónicos deberían protegerse y alejarse de fuentes generadoras de campos magnéticos intensos, como transformadores, computadoras, radares, etc. Aunque ello no suele ser un problema, puede producir un aumento del ruido que perjudicaría la precisión del dispositivo.

### 3.3.5.4 **Naturaleza del funcionamiento**

Los cambios visibles en la calibración de un barómetro electrónico pueden obedecer a que, durante la calibración, el barómetro funciona de modo diferente a como lo hace en el uso operativo. Un instrumento que funciona sin interrupciones y que, por consiguiente, está caliente, proporcionará lecturas de presión diferentes de las de un instrumento que se enciende durante unos segundos.

## 3.4 **BARÓMETROS ANEROIDES**

### 3.4.1 **Requisitos de construcción**

Las principales ventajas de los barómetros aneroides convencionales frente a los de mercurio son su tamaño reducido y su facilidad de transporte, que los hacen especialmente adecuados para su utilización en el mar o sobre el terreno. Las partes esenciales son una cámara metálica cerrada, en la que se ha hecho un vacío total o parcial, y un sistema de muelles fuertes que impide el colapso de la cámara debido a la presión atmosférica externa. Sea cual sea la presión, habrá un equilibrio entre la fuerza ejercida por los muelles y la de la presión exterior.

La cámara aneroide podrá estar fabricada con materiales (acero o aleación de cobre y berilio) cuyas propiedades elásticas permitan a la cámara actuar por sí misma como un muelle.

Es necesario disponer de algún medio que permita detectar y visualizar las deformaciones que se produzcan. El dispositivo puede consistir en un sistema de palancas que multipliquen las deformaciones y desplacen un índice sobre una escala graduada que indique la presión. Otra posibilidad es desviar un rayo de luz sobre la escala. En lugar de estas técnicas mecánicas analógicas, algunos barómetros llevan un micrómetro manual, cuyo contador indica la presión

directamente en décimas de hectopascal. Se efectúa la lectura cuando el indicador luminoso señala que el micrómetro ha contactado con el aneroide. Este tipo de aneroide es portátil y robusto.

### 3.4.2 **Requisitos de exactitud**

Los principales requisitos que debe cumplir un buen barómetro aneroide son los siguientes:

- a) El instrumento debería estar compensado de temperatura, de modo que las lecturas no varíen en más de 0,3 hPa para un cambio de temperatura de 30 K.
- b) Los errores de escala en cualquier punto no deberían exceder de 0,3 hPa y deberían mantener esa tolerancia durante un período de un año como mínimo para usos normales.
- c) La histéresis debería ser lo suficientemente pequeña para asegurar que la diferencia entre las lecturas efectuadas antes de un cambio de presión de 50 hPa y después de su retorno al valor inicial no exceda de 0,3 hPa.
- d) El instrumento debería poder resistir los riesgos ordinarios de traslado sin introducir inexactitudes que rebasen los límites estipulados en los apartados anteriores.

### 3.4.3 **Lectura de los barómetros aneroides**

#### 3.4.3.1 ***Exactitud de las lecturas***

Un barómetro aneroide debería leerse siempre en la misma posición (vertical u horizontal) en la que haya sido calibrado. Antes de proceder a la lectura debería golpearse el instrumento ligeramente. En la medida de lo posible, la lectura debería redondearse a la décima de hectopascal más próxima. Existen dispositivos ópticos y digitales que mejoran la exactitud de las lecturas y reducen los errores debidos a las palancas mecánicas.

#### 3.4.3.2 ***Correcciones aplicadas a los barómetros aneroides***

El barómetro aneroide debería ajustarse generalmente de forma que la lectura de presión se efectúe al nivel del instrumento. Sin embargo, a bordo de buques o en las estaciones terrestres de baja altitud podrá ajustarse el instrumento para que indique la presión al nivel medio del mar, siempre que se pueda considerar constante la diferencia entre la presión en la estación y la presión al nivel del mar. Deberían corregirse las lecturas de errores instrumentales pero, por lo general, se supone que la compensación de temperatura del instrumento es suficiente y que no es preciso introducir correcciones por gravedad.

### 3.4.4 **Errores y fallos de los barómetros aneroides**

#### 3.4.4.1 ***Compensación incompleta de temperatura***

En los barómetros aneroides, el debilitamiento del muelle causado por el aumento de temperatura hará que el instrumento indique una presión demasiado alta. Por lo general, este efecto se compensa de dos maneras distintas:

- a) mediante una unión bimetálica en el sistema de palancas; o
- b) dejando una cierta cantidad de gas en el interior de la cámara aneroide.

En la mayoría de los barómetros aneroides corrientes, la compensación que se obtiene mediante estos métodos es completa solo para cierto valor de la presión de compensación. Es conveniente que todos los barómetros aneroides y barógrafos utilizados en las estaciones meteorológicas



estén debidamente compensados de temperatura para todo el rango de presión. En los sistemas de lectura digitales adecuados para la automatización, tales correcciones completas pueden formar parte del sistema electrónico.

#### 3.4.4.2 **Errores de elasticidad**

El barómetro aneroide puede estar expuesto a cambios de presión grandes y rápidos. Por ejemplo, una racha de viento intensa hará que el instrumento acuse un aumento de presión rápido, seguido de un retorno más gradual a su valor original. En tales circunstancias, debido a la histéresis, el barómetro dará una lectura ligeramente distinta de la presión verdadera; es posible que transcurra un lapso de tiempo considerable antes de que esa diferencia se vuelva desdeñable. Sin embargo, dado que los barógrafos y barómetros aneroides de las estaciones de superficie no suelen estar expuestos directamente a tales cambios de presión, sus errores de histéresis no son excesivos.

Los cambios lentos que experimenta el metal de la cápsula aneroide con el paso del tiempo generan también un error. Este efecto solo puede compensarse mediante comparaciones con un barómetro patrón efectuadas a intervalos periódicos, por ejemplo anuales. Un buen barómetro aneroide debería conservar una exactitud de 0,1 hPa durante un año o más. A fin de determinar las desviaciones del barómetro respecto de esa exactitud, deberían establecerse procedimientos de inspección regulares con las calibraciones y ajustes necesarios.

### 3.5 **BARÓGRAFOS**

#### 3.5.1 **Requisitos generales**

De los diversos tipos de barógrafos, solo se tratará con detalle el barógrafo aneroide. A efectos sinópticos, se recomienda que las bandas de los barógrafos meteorológicos:

- a) estén graduadas en hectopascales;
- b) permitan leer diferencias de hasta 0,1 hPa;
- c) tengan un factor de escala de 10 hPa por cada 1,5 cm de banda.

Además, son deseables los siguientes requisitos:

- a) El barógrafo debería utilizar una unidad aneroide de primera clase (véase la sección 3.5.2).
- b) El instrumento debería estar compensado de temperatura, de modo que las lecturas no varíen en más de 1 hPa para cambios de temperatura de 20 K.
- c) Los errores de escala no deberían ser superiores a 1,5 hPa en cualquier punto.
- d) La histéresis debería ser lo suficientemente pequeña para asegurar que la diferencia entre las lecturas efectuadas antes de un cambio de presión de 50 hPa y después de su retorno al valor inicial no exceda de 1 hPa.
- e) Debería disponerse de un sistema para señalar la hora que permita hacer las marcas sin necesidad de levantar la cubierta del instrumento.
- f) El brazo de la plumilla debería girar en un soporte cuyo eje esté inclinado, de forma que la plumilla se apoye sobre la banda por gravedad; debería contar con algún mecanismo que permita ajustar la posición de la plumilla.

Los barógrafos marinos están sujetos a requisitos especiales, que se examinan en el capítulo 4 de la parte II.



### 3.5.2 **Construcción de barógrafos**

El principio del barógrafo aneroide es similar al del barómetro aneroide, salvo que se utiliza una plumilla marcadora en vez de un índice, lo que conlleva ciertos cambios de diseño de la cápsula y, por lo general, causa una disminución de la amplificación total y un aumento de la cantidad y tamaño de las cápsulas utilizadas.

El "control" del barógrafo puede expresarse como la fuerza que se necesita para desplazar el índice una unidad de la escala (1 hPa), por lo que es igual a la fuerza necesaria para impedir que la plumilla se desplace cuando se produce un cambio de presión de 1 hPa. Se trata de un indicador de los efectos potenciales del rozamiento sobre los detalles del registro.

La fuerza necesaria para contrarrestar el movimiento de la cápsula cuando se produce un cambio de presión de 1 hPa es  $100 A$  newtons, donde  $A$  es el área de la sección transversal efectiva de la cápsula, expresada en metros cuadrados. Si la amplificación es  $X$ , la fuerza necesaria para impedir el desplazamiento de la plumilla será igual a  $100 A/X$  newtons, y variará como  $A/X$ . Para un tipo de cápsula y valor de escala determinados, el valor de  $X$  será en gran medida independiente de  $A$ , de modo que se puede considerar que el control de la plumilla del barógrafo varía aproximadamente con el área de la sección transversal efectiva de la cápsula.

### 3.5.3 **Fuentes de error y de inexactitud**

Además de las fuentes de error ya mencionadas con respecto a los barómetros aneroides (véase la sección 3.4.4), también es importante el rozamiento entre la plumilla y el papel. El control de la plumilla depende, en gran medida, de la sección transversal efectiva de la cápsula aneroide. En un barógrafo bien construido, el rozamiento de la plumilla es sensiblemente mayor que el rozamiento total de todos los pivotes y cojinetes del instrumento, por lo que debería prestarse especial atención para reducir esos errores, utilizando, por ejemplo, una cápsula aneroide suficientemente grande.

Un barógrafo de primera clase debería tener una incertidumbre de 0,2 hPa aproximadamente después de efectuadas las correcciones, y no debería sufrir modificaciones durante uno o dos meses. La variación barométrica leída en el barógrafo debería estar habitualmente dentro de los mismos límites.

### 3.5.4 **Instrumentos con capacidad para el procesamiento de datos**

Es posible conectar un barómetro de lectura automática a un ordenador, generalmente un microprocesador, que puede programarse para facilitar muestras de datos apropiadas. A su vez, esos datos pueden representarse gráficamente para obtener un registro similar al de un barógrafo. Existen modelos que imprimen sus propias escalas, con lo que se elimina una fuente de error.

### 3.5.5 **Lectura de los barógrafos**

La lectura del barógrafo debería efectuarse sin tocar el instrumento. La marcación de la hora, así como toda inspección del instrumento que obligue a levantar la cubierta, etc., debería hacerse siempre después de terminada la lectura.

#### 3.5.5.1 **Exactitud de las lecturas**

La lectura de la banda debería redondearse a la décima de hectopascal más cercana. La variación barométrica obtenida debería estar dentro de los mismos límites de resolución.

### 3.5.5.2 **Correcciones que se aplicarán a las lecturas del barógrafo**

Debería verificarse la compensación de temperatura de cada instrumento antes de utilizarlo y también ajustarse el factor de escala mediante pruebas en cámara de vacío. Cuando el barógrafo se emplea únicamente para detectar la variación barométrica, no suelen aplicarse correcciones a las lecturas. En tales casos no es importante ajustar con exactitud la posición de la plumilla. Cuando se requieran valores absolutos de presión, debería compararse el registro con las lecturas corregidas de un barómetro de mercurio o de un buen barómetro anerode al menos una vez cada 24 horas, y los valores deseados se obtendrán por interpolación.

## 3.6 **BARÓMETROS DE TUBO DE BOURDON**

Los barómetros de tubo de Bourdon constan generalmente de un elemento sensor —que, como en el caso de la cápsula anerode, cambia de forma por influjo de los cambios de presión (transductores de presión)— y de un transductor que convierte las variaciones de forma que sean directamente utilizables por el observador. El visualizador puede estar situado lejos del sensor. En los laboratorios de calibración se utilizan como patrones de trabajo o patrones de referencia, instrumentos digitales, precisos y estables, provistos de tubos de Bourdon de cuarzo.

## 3.7 **VARIACIÓN BAROMÉTRICA**

Las estaciones que efectúan observaciones al menos cada 3 horas utilizan dos métodos:

- a) la lectura de la variación en el barógrafo; o
- b) el cálculo de la variación a partir de las correspondientes lecturas del barómetro, corregidas al nivel de la estación. Si se ha de escoger entre un barómetro de mercurio común y un barógrafo de escala abierta de primera clase, debería optarse por este último, por las razones que se exponen a continuación.

En el supuesto de que el instrumento funcione perfectamente, el error de una sola lectura barométrica es principalmente aleatorio. Por ello, cuando se restan dos lecturas separadas para determinar la magnitud de un cambio los errores pueden ser acumulativos. Los errores del barógrafo son, en parte, de índole sistemática, por lo que en el período relativamente corto de 3 horas es probable que tengan el mismo signo y, en consecuencia, disminuyan por sustracción.

Otra razón en favor del uso del barógrafo es la ventaja de no tener que corregir las lecturas barométricas al nivel de la estación. En todo caso, se utilizará el barógrafo para determinar la característica de la variación barométrica.

Los barómetros con visualización digital resultan también muy adecuados para determinar la magnitud y las características de un cambio de presión.

## 3.8 **REQUISITOS GENERALES DE EXPOSICIÓN**

Es importante escoger cuidadosamente el lugar de emplazamiento del barómetro en la estación de observación. Los principales requisitos con respecto al lugar de exposición son: temperatura uniforme, buena iluminación, ausencia de corrientes de aire, montaje sólido y vertical, y protección contra manejos bruscos. Por consiguiente, el instrumento debería estar colgado o instalado en un recinto donde la temperatura sea constante o cambie lentamente, y en el que no se produzcan gradientes de temperatura. El instrumento debería estar protegido en todo momento de los rayos directos del sol, y tendría que estar situado lejos de cualquier aparato de calefacción y de las corrientes de aire.

### 3.8.1 Efecto del viento

Cabe señalar que los efectos del viento afectan a todos los tipos de barómetro. En Liu y Darkow (1989) se ofrece más información al respecto.

Cuando prevalezcan vientos racheados, el barómetro no indicará la presión estática verdadera, ya que su lectura fluctuará con la velocidad y la dirección del viento, y la magnitud y el signo de esas fluctuaciones dependerán también de la naturaleza de las puertas y las ventanas del recinto y de su orientación con respecto a la dirección del viento. En el mar, este error estará siempre presente, debido a los movimientos del barco. Un problema semejante se planteará si se instala el barómetro en una habitación con aire acondicionado.

Con frecuencia, el viento causa variaciones dinámicas de la presión en el recinto donde se encuentra el instrumento. Estas fluctuaciones vienen a añadirse a la presión estática y, con viento fuerte y racheado, pueden alcanzar una magnitud de 2 o 3 hPa. Suele resultar poco práctico corregirlas porque el efecto de “bombeo” que ejercen sobre la superficie del mercurio depende tanto de la dirección y fuerza del viento como de las condiciones locales en el lugar de emplazamiento del barómetro. Por esa razón, el “valor medio” no representa solo la presión estática verdadera. Al comparar dos barómetros instalados en dos edificios distintos, debería tenerse en cuenta la posibilidad de que el efecto del viento arroje lecturas diferentes.

Este efecto puede atenuarse en gran medida utilizando una cabeza estática entre la atmósfera exterior y la toma de entrada del sensor. Los principios detallados de funcionamiento pueden consultarse en diversas publicaciones (Miksad, 1976; United States Weather Bureau, 1963). La cubeta del barómetro de mercurio será hermética, a excepción de un conector de contacto con una cabeza especial expuesta a la atmósfera, diseñada de tal modo que asegure que la presión en su interior es la presión estática verdadera. Por lo general, los barómetros aneroides y electrónicos tienen conexiones sencillas para permitir el uso de una cabeza estática, que debería localizarse en un entorno abierto al que no afecte la proximidad de ningún edificio. El diseño de dicha cabeza requiere gran cuidado. Las cabezas de presión estática están comercialmente disponibles, pero no hay publicaciones acerca de intercomparaciones que demuestren su funcionamiento.

### 3.8.2 Efectos del aire acondicionado

El aire acondicionado puede generar una diferencia de presión considerable entre el interior y el exterior de una habitación. Por ello, si un barómetro va a instalarse en un recinto con aire acondicionado se recomienda incorporarle una cabeza estática para que se acople al aire exterior del edificio.

## 3.9 EXPOSICIÓN DEL BARÓMETRO

### 3.9.1 Exposición de los barómetros de mercurio

A los requisitos generales de exposición reseñados en las secciones anteriores para los barómetros de mercurio se suman otros requisitos adicionales, que se mencionan a continuación. Siempre es preferible colgar el barómetro en una pared interior. Para conseguir mediciones muy exactas, el mejor lugar es un sótano, sin ventanas ni calefacción, con un pequeño ventilador eléctrico que impida toda estratificación de la temperatura.

Se recomienda utilizar luz artificial en todas las observaciones para conseguir condiciones de iluminación uniformes en las lecturas. Para ello, se podrá utilizar un dispositivo de iluminación que proporcione un fondo blanco y ligeramente luminoso para el menisco de mercurio y, si es necesario, para el índice. Si no se utiliza una fuente de luz, habrá que asegurarse de que el menisco y el índice tengan un fondo luminoso, que se puede conseguir utilizando vidrio

esmerilado, celuloide blanco o una hoja de papel blanco. Habrá que suministrar también luz artificial para leer las escalas del barómetro y del termómetro unido. No obstante, se tomarán las precauciones necesarias para evitar que la luz artificial caliente el barómetro durante las lecturas.

El instrumento debería instalarse en un lugar desprovisto de vibraciones, preferentemente una pared sólida, y con la columna de mercurio en posición vertical. Los errores causados por la desviación respecto de la vertical son más importantes en el caso de los barómetros asimétricos, por lo que tales barómetros deberían instalarse con el eje mayor en posición vertical, de manera que el reglaje verdadero de la superficie del mercurio con respecto al índice no presente errores ni siquiera cuando los instrumentos se desvían de la vertical.

Para proteger el instrumento contra el manejo brusco, el polvo y las corrientes de aire, se recomienda colocarlo en una caja que tenga una puerta con bisagra y que disponga de ventilación suficiente a fin de evitar la estratificación del aire en su interior.

El transporte de un barómetro de mercurio debería llevarse a cabo con mucho cuidado. El método más seguro es transportarlo en posición invertida dentro de un estuche de madera provisto de una eslinga. Si ningún responsable puede encargarse de trasladar personalmente el barómetro, el transporte deberá efectuarse en un embalaje acolchado, con la cubeta en la parte más alta. Para dar la vuelta al instrumento debería procederse siempre muy lentamente, evitando cualquier movimiento violento. Antes de invertir ciertos tipos de barómetro deberán tomarse precauciones especiales.

### 3.9.2 **Exposición de los barómetros electrónicos**

El barómetro electrónico requiere una atmósfera limpia y seca, exenta de sustancias corrosivas. Este tipo de barómetro también debería mantenerse a una temperatura constante (véase la sección 3.3.5.2). El instrumento debería montarse de forma que se eviten las vibraciones y choques mecánicos, y además, sería preciso instalarlo lejos de fuentes electromagnéticas; cuando esto último no sea posible, habría que proteger los cables y el armazón.

Los barómetros con dispositivo de lectura digital tendrían que recibir una iluminación general adecuada, pero no deberían colocarse frente a una ventana u otra fuente de luz intensa.

### 3.9.3 **Exposición de los barómetros aneroides**

Los requisitos de exposición del barómetro aneroides son similares a los del barómetro de mercurio (véase la sección 3.9.1), pues cabe la posibilidad de que el instrumento no esté correctamente compensado de los efectos de la temperatura. El lugar de instalación seleccionado debería tener preferiblemente una temperatura razonablemente uniforme durante todo el día. En consecuencia, será un lugar que ofrezca protección contra los rayos del sol directos y contra otras fuentes de calor o frío que puedan causar cambios bruscos y considerables de la temperatura.

En las estaciones terrestres es conveniente instalar el barómetro aneroides cerca de uno de mercurio para efectuar comparaciones y normalizaciones (véase la sección 3.10).

### 3.9.4 **Exposición de los barógrafos**

El barógrafo debería instalarse en un lugar que ofrezca protección contra los cambios bruscos de temperatura, las vibraciones y el polvo. No debería estar expuesto a la luz solar directa ni hallarse en un lugar donde pueda ser manipulado por personas no autorizadas. La instalación sobre una almohadilla de gomaespuma permitirá disminuir los efectos de la vibración. El lugar elegido debería estar limpio y seco, y el aire relativamente exento de sustancias que pudieran causar corrosión, suciedad en el mecanismo, etc.

Con el fin de minimizar el efecto de paralaje, es importante que el frente del instrumento se encuentre a una altura conveniente para realizar la lectura al nivel del ojo en condiciones normales de funcionamiento. La exposición debería permitir que el barógrafo esté uniformemente iluminado y, en caso necesario, se utilizará luz artificial.

Cuando haya que enviarlo por avión, o transportarlo por cualquier otro medio a gran altitud, debería desconectarse el brazo de la plumilla y tomarse las precauciones necesarias para que el mecanismo soporte la sobrecarga causada al rebasarse el intervalo normal de medición del instrumento.

### 3.10 **COMPARACIÓN, CALIBRACIÓN Y MANTENIMIENTO**

#### 3.10.1 **Requisitos generales para la comparación entre barómetros**

A la vista de la importancia que revisten las observaciones exactas de la presión, especialmente con fines aeronáuticos y sinópticos, y teniendo en cuenta los diversos errores posibles a los que están expuestos los barómetros, un inspector verificará regularmente todos los barómetros de la estación. En las secciones siguientes se ofrecen algunas orientaciones sobre el equipo que deberá utilizarse en las inspecciones, la frecuencia con que deberían efectuarse y otros temas relacionados. Cuando se empleen barómetros aneroides de precisión como barómetros de estación, deberían verificarse frecuentemente (como mínimo una vez por semana) por comparación con un barómetro de mercurio o digital, y las comprobaciones deberían consignarse en un impreso adecuado o en un libro de registro especial.

Puede prescindirse de la comparación con un barómetro de mercurio si se efectúan comparaciones diarias con un segundo barómetro aneroide instalado en la estación y con el análisis de las presiones realizadas en los alrededores de la estación. A efectos de confirmación, deberían efectuarse verificaciones semestrales mediante un patrón itinerante.

Para referirse a las diversas categorías de barómetros de un Servicio Meteorológico Nacional podrán utilizarse los símbolos siguientes:

- A: barómetro patrón primario o secundario, con capacidad para realizar determinaciones de la presión independientes con una incertidumbre de 0,05 hPa o menor;
- B: barómetro patrón de trabajo, de diseño adecuado para llevar a cabo comparaciones de presión periódicas y con errores conocidos, determinados por comparación con un instrumento patrón primario o secundario;
- C: barómetro patrón de referencia, utilizado para comparaciones con barómetros patrón itinerantes y para comparaciones con barómetros de estación realizadas durante la inspección sobre el terreno de las estaciones de un Servicio Meteorológico Nacional;
- S: barómetro (de mercurio, aneroide o electrónico) emplazado en una estación meteorológica ordinaria;
- P: barómetro de mercurio, de buena calidad y exactitud, que puede trasladarse de una estación a otra sin perder su calibración;
- N: barómetro aneroide de precisión, portátil y de primera calidad;
- Q: barómetro digital de precisión, portátil y de primera calidad, para ser utilizado como patrón itinerante ("Q" es la primera letra del término inglés "quality"; en español, "calidad");
- M: microbarógrafo portátil de buena calidad y exactitud.

Con objeto de que todos los Servicios Meteorológicos Nacionales establezcan programas similares de corrección de barómetros, conviene que se sigan prácticas uniformes en lo que

respecta a la calidad del equipo que se utilizará, la frecuencia de las comparaciones, los procedimientos que se aplicarán, los cambios permisibles en la corrección de índice, y los criterios con respecto a las medidas correctivas.

### 3.10.2 **Equipo utilizado en las comparaciones entre barómetros**

#### 3.10.2.1 **Barómetro patrón primario (categoría A)**

Hay opiniones diferentes sobre cuál es el mejor tipo de barómetro patrón primario (OMM, 2010c). En los párrafos siguientes se describen dos tipos.

Un posible patrón primario para la presión atmosférica consiste en una balanza de precisión de pesos muertos, que genera una presión calibrada en función de las masas de precisión utilizadas y del campo de gravedad local. Este tipo de barómetro es relativamente sencillo, y no está expuesto al problema de deriva excesiva que plantean los barómetros de mercurio en un ambiente contaminado.

Otro posible patrón primario puede ser un barómetro de mercurio de alta calidad, especialmente diseñado a tal efecto. El patrón primario debe poseer un alto vacío, contener mercurio muy puro, de densidad bien conocida y mantenido a una temperatura constante, y estar emplazado en un entorno protegido de la contaminación. Necesita también una escala de medida calibrada y un dispositivo de lectura óptico. Estos tipos de barómetro miden la presión absoluta con gran exactitud, mientras que las balanzas de pesos muertos son instrumentos que miden la presión manométrica.

Habida cuenta del costo de esos patrones primarios y de las restricciones para su uso y mantenimiento, estos barómetros se utilizan más frecuentemente en los laboratorios de calibración de alto nivel.

#### 3.10.2.2 **Barómetro patrón de trabajo (categoría B)**

El barómetro patrón de trabajo y el de referencia, así como el itinerante utilizado para las comparaciones con los barómetros de las estaciones, deberían mantener una gran estabilidad durante períodos largos. Estos barómetros pueden ser de mercurio o electrónicos. Los de mercurio deberían tener un tubo con un diámetro interior de al menos 12 mm. También es conveniente que estos instrumentos permitan efectuar comprobaciones del vacío. Todos los instrumentos tendrían que corregirse completa y cuidadosamente con respecto a todos los errores conocidos, que deberían determinarse en dos o más comparaciones recientes con barómetros de categoría superior.

#### 3.10.2.3 **Barómetro patrón itinerante (categoría C)**

Un barómetro patrón itinerante fiable debe mantener durante el transporte su corrección dentro de un margen de 0,1 hPa. Antes y después de cada gira, debería calibrarse con respecto al patrón de trabajo o de referencia. Una vez efectuada esta operación, no debería abrirse ni ajustarse en modo alguno en tanto no se efectúe la comparación final en la estación de origen de la gira. Para que esté debidamente protegido, el transporte se efectuará manteniéndolo en un estuche acolchado de gran calidad.

Teniendo en cuenta las restricciones de transporte del mercurio y el desarrollo en curso de barómetros digitales, los Servicios Meteorológicos Nacionales pueden utilizar barómetros digitales de alta precisión apropiados como barómetros patrones itinerantes. En ese caso, los Servicios Meteorológicos Nacionales deberían controlar periódicamente la deriva de tales instrumentos, realizando de manera regular comparaciones con los patrones de trabajo o de referencia.

En caso de que se utilice un patrón itinerante de mercurio antes de iniciar la gira, este debería examinarse cuidadosamente a fin de garantizar que el mercurio de la cubeta y del tubo estén limpios, que no haya burbujas en el tubo, y que el vacío de la cámara barométrica sea satisfactorio. Durante el manejo, embalaje y transporte de los patrones itinerantes deberían tomarse todas las precauciones necesarias para reducir al mínimo las posibles causas de variación, por leve que sea, de su corrección de índice. Deberían evitarse los movimientos rápidos y bruscos, que podrían causar el ascenso de burbujas de aire de la cubeta por el tubo del barómetro. Los patrones itinerantes de mercurio deberían transportarse en una caja de cuero o metal, debidamente acolchada, manteniendo siempre el extremo de la cubeta más alto que el tubo.

#### 3.10.2.4 **Especificaciones de los barómetros de mercurio portátiles (categoría P)**

Cuando se utilice un barómetro de mercurio como instrumento de categoría P, este deberá estar diseñado de forma que permita comprobar el vacío, o que permita crear un vacío suficiente en la parte alta del tubo mediante una bomba de vacío. Es fundamental que exista una válvula de comprobación que cierre el tubo herméticamente. Debería presentar también una estabilidad elevada durante períodos largos, y contar con un diámetro interior del tubo de 12 mm como mínimo. Además, será conveniente disponer de un medio para determinar si la cantidad de mercurio en la cubeta fija ha permanecido constante desde su llenado original.

Como patrón itinerante se puede utilizar también un barómetro de Fortin, bien construido, con un tubo de diámetro interior no inferior a 9 mm o, preferiblemente, de 12 mm. En lo que concierne a la repetibilidad, se considera necesario un grado de exactitud de alrededor de 0,1 hPa. Los barómetros de categoría P deberían calibrarse para un amplio intervalo de presión y de temperatura, que abarque todos los valores posibles que pudieran presentarse.

#### 3.10.2.5 **Especificaciones de los barómetros electrónicos portátiles (categoría Q)**

Los barómetros electrónicos portátiles han alcanzado ya un grado de desarrollo y fiabilidad que permite utilizarlos como barómetros de categoría Q. El instrumento deberá tener un historial de fiabilidad, con correcciones asociadas a la deriva pequeñas, determinadas mediante varias comparaciones efectuadas durante un año o más con un barómetro patrón, y por encima del intervalo de presiones máximas a las que se prevé que funcionará el aparato.

Se prefiere el barómetro electrónico con varios transductores de presión controlados por un microprocesador independiente. Deberá verificarse la exactitud del mecanismo de compensación de temperatura. Las lecturas de los transductores de presión deben efectuarse sin necesidad de tocarlos, y el barómetro tiene que ser lo suficientemente robusto como para soportar los choques a los que pudiera estar expuesto durante su transporte.

### 3.10.3 **Comparación de barómetros**

#### 3.10.3.1 **Comparación internacional de barómetros**

Las comparaciones internacionales de barómetros tienen una gran importancia. De 1989 a 1991 se llevó a cabo en De Bilt (Países Bajos) la Intercomparación de barómetros digitales automáticos de la OMM. Solo mediante esas comparaciones es posible asegurar la uniformidad de los patrones nacionales de los instrumentos de medición de la presión atmosférica, y evitar con ello cualquier discrepancia en los datos de presión entre países diferentes. En la sección 3.10.4 se describe el procedimiento recomendado para realizar esas comparaciones.

El programa de comparaciones consiste en:

- a) Comparar el patrón de trabajo nacional B con el patrón primario o secundario A, al menos una vez cada dos años. Si los barómetros A y B están situados en el mismo centro, no se necesitan patrones itinerantes.



- b) Comparar el patrón de referencia C con el patrón de trabajo nacional B mediante patrones itinerantes, al menos una vez cada dos años.
- c) Comparar el barómetro de estación S con el patrón de referencia C mediante patrones itinerantes, al menos una vez por año, o por comparación con el patrón de trabajo B cada uno o dos años, según las características conocidas de los barómetros que se utilicen. El que la comparación se realice en la estación o en un servicio central de calibración dependerá de las normativas vigentes. En este último caso no se requieren patrones itinerantes.

Se entenderá que el error de cada barómetro al final de cualquier eslabón de la cadena de comparaciones se determina con respecto al barómetro patrón primario o secundario A, de manera que los resultados de las lecturas barométricas corregidas sean absolutos en cada etapa.

### 3.10.3.2 ***Inspección de los barómetros de estación***

Para inspeccionar los barómetros de estación es apropiado el modelo de Fortin, con un tubo de diámetro interior de 9 mm; consúltense, sin embargo, las restricciones sobre el transporte de instrumentos de mercurio indicadas en la sección 3.2.7.3. También pueden utilizarse como patrones itinerantes los barómetros electrónicos, siempre que tengan la estabilidad y exactitud necesarias.

### 3.10.3.3 ***Procedimientos de comparación de los barómetros de mercurio***

En términos generales, se seguirán las instrucciones indicadas en las secciones anteriores. Deberían adoptarse con gran esmero todas las precauciones normales necesarias para el emplazamiento y las lecturas de los barómetros en la estación. Diversos estudios ponen de relieve que, si se toman las precauciones debidas, en una comparación de barómetros pueden alcanzarse normalmente lecturas con una desviación respecto al promedio no superior a 0,05 hPa.

Las lecturas comparativas de los barómetros deberían consignarse en formularios adecuados. El instrumento tendría que ir acompañado de un registro permanente de todas las comprobaciones, que incluiría información sobre la fecha de la comparación, la presión y la temperatura a la que se efectuó, y las correcciones obtenidas.

Los informes de las comparaciones de barómetros deberían enviarse a los Servicios Meteorológicos Nacionales, donde se evaluarán los errores, se calcularán y publicarán las correcciones, y se determinarán las medidas correctoras necesarias. Sería preciso mantener registros continuos de los datos de comparación de cada barómetro de estación, con objeto de estudiar su respuesta durante un período de años y de detectar sus defectos. Los registros tabulares y/o gráficos constituyen herramientas visuales útiles para un programa de control de la calidad de los barómetros.

### 3.10.3.4 ***Verificación de los barómetros electrónicos***

Teniendo en cuenta el estado actual de desarrollo de los barómetros electrónicos, es importante verificar su exactitud a intervalos de un año aproximadamente. Según el procedimiento habitual, el barómetro electrónico se calibra en un centro de calibración inmediatamente antes de enviarlo a la estación meteorológica de observación. En esta última deberían efectuarse varias lecturas comparativas de la presión entre el barómetro electrónico y el patrón itinerante en distintas presiones (bien sea durante un período de tiempo adecuado o con un generador de presión). Tales lecturas deberían realizarse con todos los barómetros colocados a la misma altura, cuando la velocidad del viento sea inferior a  $12 \text{ m s}^{-1}$  y la presión sea estable o experimente variaciones inferiores a  $1 \text{ hPa h}^{-1}$ . Un barómetro electrónico cuya diferencia media con respecto al patrón itinerante exceda de 0,25 hPa debería considerarse no apto para el servicio y tendría que ser devuelto al centro de calibración a fin de ser calibrado de nuevo.



Si fuera posible, sería aconsejable instalar dos barómetros electrónicos independientes en una estación meteorológica de observación, preferentemente uno de ellos con una deriva histórica baja. Este último será identificado por el personal del servicio de calibración atendiendo a su historial y se denominará barómetro de deriva baja. A la llegada de cada nuevo barómetro a la estación, se realizará la serie de lecturas comparativas descritas anteriormente y se establecerá la diferencia media entre el barómetro de deriva baja y el nuevo. Finalizada esta operación, deberían efectuarse lecturas diarias con ambos barómetros para luego calcular las correspondientes diferencias entre lecturas y hallar la suma acumulada de 25 diferencias. Si el barómetro de deriva baja y el nuevo presentan derivas distintas, la suma acumulada de esas 25 diferencias variará. Cuando una estación tenga un barómetro de mercurio y otro electrónico, el barómetro de deriva baja será normalmente el de mercurio. Con todo, los valores de deriva baja del barómetro de mercurio deberían verificarse mediante pruebas de calibración regulares.

Estas pruebas no constituyen una inspección o una nueva calibración del barómetro electrónico. Cada Servicio Meteorológico Nacional debería establecer procedimientos de inspección y calibración minuciosos para sus instrumentos electrónicos, utilizando como guía el método descrito anteriormente.

#### 3.10.4 **Procedimiento general recomendado para la comparación de barómetros situados en emplazamientos diferentes**

La comparación de los barómetros es esencial, y debería realizarse de los modos descritos a continuación.

- a) Si se trata de comparar el barómetro "1" con el barómetro "2", una persona cualificada debería transportar uno o más patrones itinerantes, preferentemente de categoría P o Q, desde el barómetro "1" al "2", y retornar al "1", cerrando así el circuito. Este procedimiento es aplicable tanto entre países como a nivel nacional en cada uno de ellos. De ordinario, el barómetro "1" se encuentra en el laboratorio central de una organización nacional de normalización, o en el laboratorio de un Servicio Meteorológico Nacional. El barómetro "2" está instalado en otro lugar. El transporte de instrumentos patrón de categorías N y M es facultativo, y podrá prescindirse de los de categoría M si ambos emplazamientos cuentan con microbarógrafos de buena calidad.
- b) A efectos de normalización, los patrones itinerantes deberían estar colocados cerca del barómetro objeto de la comparación, y todos los instrumentos estar igualmente expuestos durante 24 horas como mínimo antes de que comiencen las lecturas comparativas oficiales. Una corriente de aire generada por un ventilador eléctrico situado sobre los instrumentos ayudará a igualar sus temperaturas. La temperatura del recinto debería mantenerse en el nivel más uniforme posible.

Nota: Debería desconectarse el ventilador antes de iniciar la comparación.

- c) Cuando el patrón de categoría M indique que la presión fluctúa rápidamente, no deberían tomarse lecturas comparativas. Debería darse preferencia en las comparaciones a los períodos de calma barométrica, es decir, cuando la presión sea estable o cambie lentamente.
- d) Las lecturas comparativas deberían realizarse a intervalos uniformes de no menos de 15 minutos.
- e) De la experiencia se desprende que se necesitan al menos cinco lecturas comparativas para los barómetros de categoría S de las estaciones ordinarias. Para los barómetros de las categorías A, B y C, harán falta al menos 10 lecturas comparativas con fines de normalización.
- f) Cuando las condiciones meteorológicas lo permitan, las lecturas comparativas de estos últimos casos deberían efectuarse a presiones distintas, tanto altas como bajas.

- g) En el registro debería consignarse lo siguiente: las observaciones del termómetro unido; las lecturas de los patrones itinerantes y las de los barómetros objeto de comparación; la velocidad, dirección y régimen racheado (rafagosidad) del viento; las correcciones por gravedad, por temperatura y por error instrumental; la elevación real por encima del nivel del mar del punto cero de los barómetros; y la latitud, la longitud, el nombre del lugar, la fecha y la hora de las observaciones.
- h) Cuando se utilicen barómetros de categoría N, sus lecturas deberían realizarse con dos o más barómetros aneroides de precisión y corregirse respecto a una referencia común si la comparación con instrumentos de categoría A o B evidencia diferencias en la calibración. Las lecturas corregidas de los barómetros aneroides deben concordar con los márgenes de tolerancia estipulados para el instrumento; de no ser así, la comparación se considerará inválida.
- i) Cuando en la comparación se utilicen patrones itinerantes, el barómetro "1" debe ser el barómetro patrón de clase más alta disponible en el punto de partida. El barómetro "1" debería ser de categoría A, B o B<sub>r</sub> (véase la sección 3.10.5.1), siendo la categoría C la calidad más baja aceptable. El barómetro "1" requiere llevar a cabo dos series de comparaciones con los patrones itinerantes, en los momentos siguientes:
- i) antes de transportar a mano los patrones itinerantes desde el emplazamiento del barómetro "1" hasta el del barómetro "2";
  - ii) después de que los patrones itinerantes vuelvan a su punto de partida, tras su desplazamiento desde y hasta el emplazamiento del barómetro "2". Deberían comprobarse los resultados de las comparaciones efectuadas "antes" y "después". Si la concordancia con el barómetro "1" permanece dentro de los márgenes de tolerancia satisfactorios de los instrumentos, cabe suponer que las comparaciones entre los patrones itinerantes y el barómetro "2" permanecen también dentro de las tolerancias establecidas, siempre que se hayan adoptado las debidas precauciones durante todas las etapas del proceso de comparación. No obstante, si hay un desacuerdo significativo, o se tiene noticia de algún contratiempo con consecuencias perjudiciales para los instrumentos, o si, por cualquier motivo se pone en duda la validez de los datos de la comparación, se considerará que el ejercicio de comparación no tiene validez, y deberá repetirse todo el procedimiento.
- j) En la medida en que sea viable, todas las discrepancias deberían estar finalmente expresadas con respecto a una lectura primaria o secundaria de un barómetro de categoría A. Con ello, se establecerá una base común para todas las comparaciones. En el informe sobre las comparaciones debería indicarse el patrón utilizado en cada caso.
- Nota: Cuando se opte por un programa en el que haya que suprimir los errores barométricos residuales, se dispondrá de un sistema homogéneo de datos barométricos de observación conformes a un solo patrón, que permitirá eliminar los errores de los gradientes horizontales de presión causados por fuentes instrumentales.
- k) Será necesario comparar los instrumentos, antes y después de volver a instalar los barómetros en una estación o en un laboratorio, o de la limpieza del mercurio, a fin de detectar rápidamente la aparición de defectos.

### 3.10.5 Comparación regional de barómetros

#### 3.10.5.1 Nomenclatura y símbolos

Los símbolos descriptivos de las distintas categorías de barómetros son los siguientes:

- A<sub>r</sub>: barómetro de categoría A seleccionado por acuerdo regional como patrón de referencia de los barómetros de la Región;

$B_r$ : barómetro de categoría B que los Servicios Meteorológicos Nacionales de la Región convienen en utilizar como barómetro patrón de la Región, en caso de que esta no disponga de un barómetro de categoría A.

El anexo 3.B contiene la lista de barómetros patrón a nivel regional.

### 3.10.5.2 **Sistema de comparación interregional**

Cuando se planifica una comparación interregional, deben tenerse en cuenta las medidas siguientes:

- a) En cada Región, los países Miembros designarán un barómetro patrón primario o secundario A que opere como  $A_r$  de la Región. Si en esta no se dispone de un barómetro primario o secundario, se designará conjuntamente un barómetro de categoría B como patrón regional para esa Región, identificado mediante el símbolo  $B_r$ . Los costos relativos determinarán si para una Región puede considerarse ventajoso designar más de un barómetro patrón.
- b) Una persona calificada se encargará de llevar consigo los patrones itinerantes desde una estación central equipada con un barómetro de categoría  $A_r$  hasta una Región próxima provista como mínimo de un barómetro de categoría B o  $B_r$ . Se efectuará entonces una comparación de los barómetros. Cuando la comparación se efectúe en condiciones ambientales, debería realizarse conforme al método descrito en la sección 3.10.3. De lo contrario, con un generador de presión, podrá hacerse la comparación de varios puntos de calibración de presión abarcando todo el intervalo y en varios ciclos. Ello permite definir la exactitud de los patrones en diferentes niveles de presión y determinar algunas características metrológicas, como la histéresis, la repetibilidad y la reproducibilidad. A efectos de verificación e intercomparación, a veces resulta conveniente repetir el proceso, y comparar el barómetro  $B_r$  con un barómetro  $A_r$  de otra Región.
- c) Deberían enviarse copias de los registros de la comparación a cada una de las estaciones centrales provistas de un barómetro de categoría A, y a la estación donde se encuentre el barómetro B o  $B_r$  que haya sido comparado. Asimismo, deberían enviarse resúmenes de los resultados de la comparación a todos los Servicios Meteorológicos Nacionales de la Región en que esté situado el barómetro B o  $B_r$ .

### 3.10.5.3 **Sistema de comparación internacional dentro de una Región**

Cuando se planifica una comparación internacional, deben tenerse en cuenta las medidas siguientes:

- a) Cada Servicio Meteorológico Nacional comparará sus barómetros de categoría B con el barómetro de categoría A de la Región, si se dispone de él, mediante el sistema descrito en la sección 3.10.4. Cuando sea posible, debería darse preferencia al barómetro de categoría A de la Región como instrumento patrón de toda la zona.
- b) Cuando en una Región no se disponga de un barómetro de categoría A, se compararán los barómetros de categoría B de los respectivos Servicios Meteorológicos Nacionales de la Región con el barómetro de categoría  $B_r$  de la Región, conforme a lo descrito en la sección 3.10.4.
- c) Cuando en la ejecución del programa de comparación de barómetros B y  $B_r$  participe una persona calificada, convendrá que efectúe otras comparaciones con barómetros de las categorías B y C durante su viaje de ida y vuelta a la estación en que esté emplazado el barómetro  $B_r$  de la Región.
- d) Se prepararán copias de los registros y resúmenes de las comparaciones, que se enviarán a los organismos interesados conforme a lo indicado en el apartado c) de la sección 3.10.5.2.

### 3.11 AJUSTE DE LAS LECTURAS DEL BARÓMETRO A OTROS NIVELES

Para que las lecturas de barómetro efectuadas en estaciones de diferente altitud puedan ser comparadas, es preciso reducirlas al mismo nivel. Para ello se utilizan diversos métodos, aunque hasta el momento la OMM no ha recomendado ninguno en particular, salvo en el caso de las estaciones situadas a un nivel bajo.

El método recomendado ha sido descrito en OMM (1954, 1964 y 1968). En OMM (1966) se encontrará una serie completa de fórmulas que pueden utilizarse para cálculos relativos a la presión.

#### 3.11.1 Niveles normalizados

El valor observado de la presión atmosférica debería reducirse al nivel medio del mar (véase el capítulo 1 de la parte I) en todas las estaciones en que ello sea posible con un grado de exactitud razonable. Donde esto no pueda llevarse a cabo, la estación debería comunicar, mediante acuerdo de ámbito regional, la altura geopotencial de un "nivel de presión constante" convenido, o la presión reducida a un nivel de referencia acordado para la estación. El nivel seleccionado para cada estación debería comunicarse a la Secretaría de la OMM para su difusión.

Fórmula de reducción para la presión al nivel del mar para estaciones por debajo de 750 m (de OMM, 1964, pág. 22, ecuación 2):

$$\log_{10} \frac{p_0}{p_s} = \frac{K_p \cdot H_p}{T_{mv}} = \frac{K_p \cdot H_p}{T_s + \frac{a \cdot H_p}{2} + e_s \cdot C_h} \quad (3.1)$$

donde  $p_0$  es la presión reducida al nivel del mar en hectopascales;  $p_s$  es la presión de la estación en hectopascales;  $K_p$  es la constante 0,014 827 5 K/mgp;  $H_p$  es la elevación de la estación en metros geopotenciales;  $T_{mv}$  es la temperatura virtual media de la columna de aire ficticia por debajo del nivel de la estación en kelvines, ( $T_{mv} = T_s + (a \cdot H_p)/2 + e_s \cdot C_h$ );  $T_s$  es la temperatura de la estación en kelvines;  $T_s = 273,15 + t$ , donde  $t$  es la temperatura de la estación en grados Celsius;  $a$  es el valor supuesto del gradiente vertical en la columna de aire ficticia comprendida entre el nivel del mar y el nivel de elevación de la estación y es igual a 0,006 5 K/mgp;  $e_s$  es la presión de vapor en la estación en hectopascales;  $C_h$  es el coeficiente 0,12 K/hPa.

Esta misma fórmula se utiliza a menudo en la forma exponencial:

$$p_0 = p_s \cdot \exp \left( \frac{\frac{g_n \cdot H_p}{R}}{T_s + \frac{a \cdot H_p}{2} + e_s \cdot C_h} \right) \quad (3.2)$$

donde  $g_n$  es la gravedad normal tipo, que toma el valor 9,806 65 m s<sup>-2</sup> y  $R$  es la constante de los gases para el aire seco, que es igual a 287,05 J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>.

#### 3.11.2 Estaciones de nivel bajo

En las estaciones de nivel bajo (es decir, las que se encuentran a una altura de menos de 50 m sobre el nivel medio del mar) las lecturas de presión deberían reducirse al nivel medio del mar añadiendo, al valor de la presión obtenido en la estación, una constante de reducción  $C$  con arreglo a la expresión siguiente:

$$C = p \cdot H_p / (29,27 T_v) \quad (3.3)$$

donde  $p$  es la presión observada en la estación, expresada en hectopascales;  $H_p$  es la elevación de la estación, en metros; y  $T_v$  es el valor normal anual medio de la temperatura virtual en la estación, en kelvines.

Nota: La temperatura virtual del aire húmedo es la temperatura a la que el aire seco, sometido a la misma presión, tendría la misma densidad que el aire húmedo. En OMM (1966) se indican los incrementos de temperatura virtual del aire saturado a distintas presiones y temperaturas.

Este procedimiento debería emplearse únicamente en estaciones cuya elevación sea tan baja que, si se sustituye en la ecuación anterior  $T_v$  por los valores extremos absolutos de la temperatura virtual, la desviación del resultado generada por las demás aproximaciones de la ecuación (uso de la altura en lugar de la altura geopotencial tipo, y valores de  $C$  pequeños en comparación con  $p$ ) puede despreciarse en términos comparativos.

### 3.12 **TENDENCIA DE LA PRESIÓN Y CARACTERÍSTICA DE LA TENDENCIA DE LA PRESIÓN**

En las estaciones de observación sinóptica en superficie, la tendencia de la presión y la característica de la tendencia de la presión deberían obtenerse a partir de las observaciones de la presión realizadas durante las 3 horas anteriores a la hora de observación (a lo largo de las últimas 24 horas en las regiones tropicales). La característica de la tendencia de la presión suele describirse atendiendo a la forma de la curva registrada por un barógrafo durante el período de 3 horas previo a una observación (OMM, 2010*b*). Cuando las observaciones son horarias, la magnitud y la característica pueden basarse en solo cuatro observaciones, y ello es susceptible de dar lugar a interpretaciones inexactas. Por esta razón, se recomienda determinar la característica para una frecuencia de observación mayor, por ejemplo a intervalos de 10 minutos (OMM, 1985). Se han definido nueve tipos de característica de la tendencia de la presión (OMM, 2010*a*, pág. II-4-8).

---

## ANEXO 3.A. CORRECCIÓN DE LAS LECTURAS DEL BARÓMETRO EN CONDICIONES NORMALES

### Corrección del error de índice

Los errores residuales de la graduación de la escala de un barómetro deberían determinarse mediante comparación con un instrumento patrón. Pueden contener errores que se deban a la inexactitud en la posición o en la subdivisión de la escala, a la capilaridad o a un vacío imperfecto. Los certificados de comparación con el instrumento patrón deberían especificar las correcciones que habrá que aplicar para subsanar el error de índice en no menos de cuatro puntos de la escala, por ejemplo cada 50 hPa. En un buen barómetro, estas correcciones no deberían exceder de unas décimas de hectopascal.

### Correcciones por gravedad

La lectura de un barómetro de mercurio a una presión y temperatura dadas depende del valor de la gravedad, que varía a su vez con la latitud y con la altitud. Los barómetros destinados a aplicaciones meteorológicas se calibran de modo que proporcionen lecturas de la presión verdadera en condiciones de gravedad normal, es decir,  $9,806\ 65\ \text{m s}^{-2}$ , y será necesario corregir toda lectura efectuada para cualquier otro valor de gravedad. Para reducir esas lecturas a la gravedad normal se recomienda el método siguiente. Sean  $B$  la lectura observada del barómetro de mercurio,  $B_t$  la lectura reducida a la temperatura normal pero no a la gravedad normal, después de corregidos los errores instrumentales,  $B_n$  la lectura del barómetro reducida a la gravedad normal y a la temperatura normal, después de corregidos los errores instrumentales,  $B_{ca}$  la media climatológica de  $B_t$  en la estación,  $g_{\varphi H}$  la aceleración local de la gravedad (en metros por segundo al cuadrado) en una estación de latitud  $\varphi$  y elevación  $H$  por encima del nivel del mar, y  $g_n$  el valor normal de la aceleración de la gravedad:  $9,806\ 65\ \text{m s}^{-2}$ .

Las relaciones siguientes son apropiadas:

$$B_n = B_t \left( g_{\varphi H} / g_n \right) \quad (3.A.1)$$

o bien:

$$B_n = B_t + B_t \left[ \left( g_{\varphi H} / g_n \right) - 1 \right] \quad (3.A.2)$$

Se puede utilizar la ecuación aproximada 3.A.3, siempre que su resultado no difiera en más de 0,1 hPa del resultado que se habría obtenido con la ecuación 3.A.2:

$$B_n = B_t + B_{ca} \left[ \left( g_{\varphi H} / g_n \right) - 1 \right] \quad (3.A.3)$$

La aceleración local de la gravedad,  $g_{\varphi H}$ , debería determinarse mediante el procedimiento descrito en la sección siguiente. Debería considerarse que los valores así obtenidos forman parte de la Red internacional de normalización de la gravedad 1971 (International Gravity Standardization Net 1971, IGSN71).

### Determinación de la aceleración local de la gravedad

Para determinar en una estación el valor local de la aceleración de la gravedad con un grado de precisión satisfactorio, debería utilizarse una de las dos técnicas descritas a continuación. La primera técnica consiste en utilizar un gravímetro (instrumento que mide la diferencia entre los valores de la aceleración de la gravedad en dos puntos), y la segunda se basa en las "anomalías de Bouguer". Debería darse preferencia al método del gravímetro. Si no fuera posible aplicar ninguno de esos dos métodos, podrá calcularse la aceleración local de la gravedad mediante un modelo simple de la Tierra.

### Utilización de un gravímetro

Supongamos que  $g_1$  representa el valor conocido de la aceleración local de la gravedad en cierto punto  $O$ , generalmente una estación base gravimétrica establecida por una organización geodésica, donde  $g_1$  figura en la IGSN71, y supongamos también que  $g$  representa el valor desconocido de la aceleración local de la gravedad, expresada en el sistema gravitatorio meteorológico, en otro punto  $X$ , del que se desea obtener el valor  $g$ . Sea  $\Delta g$  la diferencia de aceleración de la gravedad entre los dos lugares, observada mediante un gravímetro. Es decir, el valor en el punto  $X$  menos el valor en el punto  $O$  en un sistema congruente. En tales condiciones,  $g$  vendrá dado por la ecuación 3.A.4:

$$g = g_1 + \Delta g \quad (3.A.4)$$

### Utilización de las anomalías de Bouguer

Si no se dispone de un gravímetro, es posible utilizar las anomalías de Bouguer interpoladas ( $A_B$ ) para obtener el valor de  $g$  en un punto dado. Es necesario disponer de un mapa de isohipsas de las anomalías, obtenido de una organización geodésica o de una red de estaciones gravimétricas distribuidas conforme a una densidad de al menos una estación por cada 10 000 km<sup>2</sup> (no más de 100 km de distancia entre estaciones) en las proximidades del punto.

Se pueden utilizar como referencia redes gravimétricas de densidad algo inferior, siempre y cuando la organización geodésica considere que ese método puede dar resultados más fiables que los obtenidos mediante un gravímetro.

La definición de la anomalía de Bouguer ( $A_B$ ) se deduce de la ecuación 3.A.5:

$$g_s = (g_{\varphi,0})_s - C \cdot H + A_B \quad (3.A.5)$$

donde  $(g_{\varphi,0})_s$  es el valor teórico de la aceleración de la gravedad a la latitud  $\varphi$  al nivel del mar, como se deduce de la fórmula efectivamente utilizada para calcular la anomalía de Bouguer. La fórmula expresa el valor en función de la latitud en algunos sistemas.  $H$  es la elevación de la estación (en metros) sobre el nivel del mar a la que se ha medido  $g_s$ , que es el valor observado de la aceleración de la gravedad (en metros por segundo al cuadrado);  $A_B$  es la anomalía de Bouguer (en metros por segundo al cuadrado); y  $C$  es el factor de corrección de elevación utilizado para calcularla (por ejemplo, cuando se utiliza un valor específico de 2,67 para la gravedad de la corteza terrestre, el factor es 0,000 001 968 m s<sup>-2</sup>).

Cuando se desea conocer el valor de  $g$  en una estación dada y dicho valor no ha sido medido, el valor de  $g_s$  debería calcularse mediante la ecuación 3.A.5, a condición de que el valor apropiado de  $A_B$  correspondiente al emplazamiento de la estación pueda ser interpolado a partir de los mapas de isohipsas mencionados anteriormente o de los datos que representan las anomalías de Bouguer facilitados por una red adecuada de estaciones gravimétricas.

### Cálculo de la aceleración local de la gravedad

Si no fuera posible aplicar ninguno de los métodos precedentes, podrá obtenerse con menor exactitud el valor local mediante un modelo simple. Según el Sistema Geodésico de Referencia de 1980, el valor teórico  $(g_{\varphi,0})$  de la aceleración de la gravedad al nivel medio del mar y a la latitud geográfica  $\varphi$ , se calcula mediante la ecuación 3.A.6:

$$g_{\varphi,0} = 9,806\ 20 \left( 1 - 0,002\ 644\ 2 \cos 2\varphi + 0,000\ 005\ 8 \cos^2 2\varphi \right) \quad (3.A.6)$$

El valor local de la aceleración de la gravedad en un punto dado de la superficie del terreno en una estación terrestre se calcula mediante la ecuación 3.A.7:

$$g = g_{\varphi,0} - 0,000\ 003\ 086\ H + 0,000\ 001\ 118(H - H') \quad (3.A.7)$$

donde  $g$  es el valor local calculado de la aceleración de la gravedad, en metros por segundo al cuadrado, en un punto dado;  $g_{\varphi,0}$  es el valor teórico de la aceleración de la gravedad en metros por segundo al cuadrado al nivel medio del mar y a la latitud geográfica  $\varphi$ , calculado con arreglo



a la ecuación 3.A.6 anterior;  $H$  es la elevación real del punto, en metros sobre el nivel medio del mar; y  $H'$  es el valor absoluto, en metros, de la diferencia entre la altura del punto y la altura media de la superficie real del terreno comprendida en un círculo de unos 150 km de radio centrado en el punto.

El valor local de la aceleración de la gravedad en un punto dado a la altura  $H$  sobre el nivel medio del mar sin exceder de 10 km, y cuando dicho punto esté situado sobre la superficie del agua del mar, se calcula mediante la ecuación 3.A.8:

$$g = g_{\varphi,0} - 0,000\,003\,086\,H - 0,000\,006\,88(D - D') \quad (3.A.8)$$

donde  $D$  es la profundidad del agua, en metros, por debajo del punto dado; y  $D'$  es la profundidad media del agua, en metros, dentro de un círculo de unos 150 km de radio en torno al punto.

En estaciones o puntos situados en la costa o en sus proximidades, el valor local de la aceleración de la gravedad debería calcularse, en la medida de lo posible, mediante las ecuaciones 3.A.7 y 3.A.8 en términos de promedio, ponderando el último término de la ecuación 3.A.7 a lo largo del área relativa de la superficie terrestre abarcada por el círculo y haciendo lo propio con el último término de la ecuación 3.A.8 a lo largo del área relativa del mar abarcada por el círculo. Posteriormente se combinan algebraicamente los valores así obtenidos para obtener una corrección que se aplicará al segundo miembro de ambas ecuaciones, según se muestra en la ecuación 3.A.9:

$$g = g_{\varphi,0} - 0,000\,003\,086\,H + 0,000\,001\,118\,\alpha \\ (H - H') - 0,000\,006\,88(1 - \alpha)(D - D') \quad (3.A.9)$$

donde  $\alpha$  es la fracción de superficie terrestre del área especificada, y  $H'$  y  $D'$  designan las áreas reales de tierra y de agua, respectivamente.

### Correcciones de temperatura

Es necesario corregir las lecturas del barómetro a los valores que se habrían obtenido si el mercurio y la escala hubieran estado a temperaturas normales. La temperatura normal de los barómetros de mercurio es 0 °C. Por lo que respecta a las escalas, algunos barómetros las tienen de forma que proporcionan lecturas exactas a esa misma temperatura, aunque otros las dan a 20 °C.

La corrección de temperatura que necesitan los barómetros de cubeta ajustable (de tipo Fortin) es diferente de la que necesitan los de cubeta fija, aunque el principio básico que hace necesaria la corrección de temperatura es el mismo para ambos tipos, a saber, que el coeficiente de dilatación térmica cúbica del mercurio es diferente del coeficiente de dilatación térmica lineal de la escala. Por consiguiente, se precisa un término de corrección para los dos tipos de barómetro de mercurio.

El barómetro de cubeta fija necesita una corrección complementaria. La razón de ello es que un incremento de la temperatura del instrumento da lugar a un aumento del volumen del mercurio y de las áreas de la sección transversal de la cubeta (hierro) y del tubo (vidrio). Debido a esos cambios, el ascenso aparente del mercurio causado por el incremento de temperatura es inferior al que se produciría si las áreas permanecieran constantes. Esto sucede porque parte del mercurio del barómetro pasa a ocupar el incremento de capacidad causado por la dilatación de la cubeta y del tubo.

Por diversas razones, la escala de un barómetro de cubeta fija debe estar calibrada tomando como referencia un barómetro patrón primario de cubeta ajustable. Algunos fabricantes reducen el volumen del mercurio de manera que las lecturas del barómetro de prueba concuerden con las del barómetro patrón a 20 °C. Las lecturas de un barómetro patrón primario, cuyas escalas son exactas cuando se utiliza 20 °C como temperatura de referencia, permiten elaborar tablas de corrección para los barómetros de cubeta fija.



### Correcciones de temperatura para los barómetros de mercurio

Diversos investigadores han realizado estudios exhaustivos sobre las correcciones de temperatura para los barómetros de mercurio, cuyos resultados se resumen en la tabla siguiente:

1. a) Escala correcta a 0 °C y, además	$C_t = -B(\alpha - \beta) \cdot t$
b) Volumen de Hg correcto a 0 °C	$C_{t,V} = -B(\alpha - \beta) \cdot t - (\alpha - 3\eta) \cdot t \cdot 4V/3A$
2. Escala correcta a 0 °C y	
Volumen de Hg correcto a 20 °C	$C_{t,V} = -B(\alpha - \beta) \cdot t - (\alpha - 3\eta) \cdot (t - 20) \cdot 4V/3A$
3. a) Escala correcta a 20 °C	$C_t = -B[\alpha \cdot t - \beta \cdot (t - 20)]$
b) Volumen de Hg correcto a 0 °C	$C_{t,V} = -B[\alpha \cdot t - \beta \cdot (t - 20)] - (\alpha - 3\eta) \cdot t \cdot (4V/3A)$
c) Disminución del volumen de Hg en una cantidad equivalente a 0,36 hPa	$C_{t,V} = -B(\alpha - \beta) \cdot t - (\alpha - 3\eta) \cdot t \cdot (4V/3A)$
4. Escala correcta a 20 °C y	
a) Volumen de Hg correcto a 20 °C	$C_{t,V} = -B[\alpha \cdot t - \beta(t - 20)] - (\alpha - 3\eta) \cdot (t - 20) \cdot (4V/3A)$
b) Disminución del volumen de Hg en una cantidad equivalente a 0,36 hPa	$C_{t,V} = -B(\alpha - \beta) \cdot t - (\alpha - 3\eta) \cdot (t - 20) \cdot (4V/3A)$

donde:

$C_t$  = corrección de temperatura;

$C_{t,V}$  = corrección adicional para los barómetros de cubeta fija;

$B$  = lectura observada del barómetro;

$V$  = volumen total de mercurio en el barómetro de cubeta fija;

$A$  = área de sección transversal efectiva de la cubeta;

$t$  = temperatura;

$\alpha$  = dilatación térmica cúbica del mercurio;

$\beta$  = coeficiente de dilatación térmica lineal de la escala;

$\eta$  = coeficiente de dilatación térmica lineal de la cubeta.

## ANEXO 3.B. BARÓMETROS PATRÓN REGIONALES

<i>Región de la OMM</i>	<i>Emplazamiento</i>	<i>Categoría<sup>a</sup></i>
I	Casablanca (Marruecos)	A <sub>r</sub>
	Dakar (Senegal)	A <sub>r</sub>
	Douala (Camerún)	A <sub>r</sub>
	El Cairo (Egipto)	A <sub>r</sub>
	Kinshasa/Binza (República Democrática del Congo)	A <sub>r</sub>
	Nairobi (Kenya)	A <sub>r</sub>
	Orán (Argelia)	A <sub>r</sub>
II	Calcuta (India)	B <sub>r</sub>
III	Buenos Aires (Argentina)	B <sub>r</sub>
	Maracay (Venezuela, República Bolivariana de)	B <sub>r</sub>
	Río de Janeiro (Brasil)	A <sub>r</sub>
IV	Miami, Florida (Estados Unidos de América) (subregional)	A <sub>r</sub>
	San Juan (Puerto Rico) (subregional)	A <sub>r</sub>
	Toronto (Canadá) (subregional)	A <sub>r</sub>
	Washington D. C. (Gaithersburg, Maryland) (Estados Unidos de América)	A <sub>r</sub>
V	Melbourne (Australia)	A <sub>r</sub>
VI	Hamburgo (Alemania)	A <sub>r</sub>
	Londres (Reino Unido)	A <sub>r</sub>
	San Petersburgo (Federación de Rusia)	A <sub>r</sub>
	Toulouse (Francia)	A <sub>r</sub>

Nota:

a Para las definiciones de categoría, véase la sección 3.10.5.1.

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Liu, H. y G. Darkow, 1989: "Wind effect on measured atmospheric pressure", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 6, núm. 1, págs. 5 a 12.
- Miksad, R., 1976: "An omni-directional static pressure probe", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 15, págs. 1215 a 1225.
- Organización Meteorológica Mundial, 1954: *Reduction of Atmospheric Pressure: Preliminary Report on Problems Involved*. Technical Note No. 7 (WMO-No. 36, TP. 12). Ginebra.
- , 1964: *Note on the Standardization of Pressure Reduction Methods in the International Network of Synoptic Stations: Report of a Working Group of the Commission for Synoptic Meteorology*. Technical Note No. 61 (WMO-No. 154, TP. 74). Ginebra.
- , 1966: *International Meteorological Tables* (S. Letestu, ed.) (1973 amendment) (WMO-No. 188, TP. 94). Ginebra.
- , 1968: *Methods in Use for the Reduction of Atmospheric Pressure*. Technical Note No. 91 (WMO-No. 226, TP. 120). Ginebra.
- , 1985: "'Pressure tendency' and 'discontinuity in wind' – discussion of two algorithms used in Swedish automatic weather stations" (L. Bergman, T. Hovberg y H. Wibeck), en *Papers Presented at the Third WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-III)*. Instruments and Observing Methods Report No. 22 (WMO/TD-No. 50). Ginebra.
- , 1992: *The WMO Automatic Digital Barometer Intercomparison* (J. P. van der Meulen). Instruments and Observing Methods Report No. 46 (WMO/TD-No. 474). Ginebra.
- , 2010a: *Manual del Sistema Mundial de Proceso de Datos y de Predicción* (OMM-N° 485), volumen 1. Ginebra.
- , 2010b: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544), volumen 1. Ginebra.
- , 2010c: *Guidance on Instrumentation for Calibration Laboratories, Including Regional Instrument Centres* (D. Groselj). Instruments and Observing Methods Report No. 101 (WMO/TD-No. 1543). Ginebra.
- , 2014: *Guía de sistemas meteorológicos de observación y distribución de información para los servicios meteorológicos aeronáuticos* (OMM-N° 731). Ginebra.
- Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente, 2013: *Convenio de Minamata sobre el Mercurio*. Ginebra, Naciones Unidas.
- Sax, N. I., 1975: *Dangerous Properties of Industrial Materials*. Van Nostrand Reinhold Co., Nueva York.
- United States Weather Bureau, 1963: *Manual of Barometry (WBAN)*. 1, Imprenta del Gobierno de los Estados Unidos, Washington D. C.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 4. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD .....	134
4.1 Generalidades .....	134
4.1.1 Definiciones .....	134
4.1.2 Unidades y escalas .....	134
4.1.3 Requisitos meteorológicos .....	135
4.1.4 Métodos de medición .....	135
4.1.4.1 Higrómetros .....	135
4.1.4.2 Exposición: comentarios generales .....	135
4.1.4.3 Fuentes de error: comentarios generales .....	136
4.1.4.4 Higrometría gravimétrica .....	136
4.1.4.5 Métodos basados en la condensación .....	136
4.1.4.6 Método psicrométrico .....	137
4.1.4.7 Métodos de sorción .....	137
4.1.4.8 Absorción de la radiación electromagnética por el vapor de agua (higrómetros de absorción de rayos ultravioletas e infrarrojos)	138
4.1.4.9 Constantes de tiempo de los sensores de humedad .....	139
4.1.4.10 Mantenimiento: comentarios generales .....	139
4.1.4.11 Filtros de protección .....	140
4.2 Psicrómetro .....	141
4.2.1 Consideraciones generales .....	141
4.2.1.1 Fórmulas y tablas psicrométricas .....	141
4.2.1.2 Características de un psicrómetro .....	142
4.2.1.3 Manguito del termómetro húmedo .....	142
4.2.1.4 Funcionamiento del termómetro húmedo por debajo del punto de congelación .....	143
4.2.1.5 Método general de observación .....	144
4.2.1.6 Utilización de termómetros de resistencia eléctrica .....	144
4.2.1.7 Fuentes de error .....	144
4.2.2 Aspiropsicrómetro de Assmann .....	145
4.2.2.1 Descripción .....	145
4.2.2.2 Método de observación .....	146
4.2.2.3 Exposición y emplazamiento .....	146
4.2.2.4 Calibración .....	147
4.2.2.5 Mantenimiento .....	147
4.2.3 Psicrómetro de garita .....	147
4.2.3.1 Descripción .....	147
4.2.3.2 Método especial de observación .....	148
4.2.3.3 Exposición y emplazamiento .....	148
4.2.4 Psicrómetros de honda o en noria .....	148
4.2.4.1 Descripción .....	148
4.2.4.2 Método de observación .....	148
4.2.5 Psicrómetro calentado .....	149
4.2.5.1 Descripción .....	149
4.2.5.2 Método de observación .....	149
4.2.5.3 Exposición y emplazamiento .....	149
4.2.6 Psicrómetro de referencia de la OMM .....	149
4.3 Higrómetro de cabello .....	150
4.3.1 Consideraciones generales .....	150
4.3.2 Descripción .....	151
4.3.3 Método de observación .....	151
4.3.4 Exposición y emplazamiento .....	151
4.3.5 Fuentes de error .....	152
4.3.5.1 Variaciones del cero .....	152
4.3.5.2 Errores debidos a la contaminación del cabello .....	152
4.3.5.3 Histéresis .....	152
4.3.6 Calibración y comparación .....	152
4.3.7 Mantenimiento .....	153

4.4	Higrómetro de punto de rocío con espejo enfriado .....	153
4.4.1	Consideraciones generales .....	153
4.4.1.1	Teoría .....	153
4.4.1.2	Principios .....	153
4.4.2	Descripción .....	154
4.4.2.1	Equipo sensor .....	154
4.4.2.2	Equipo de detección óptica .....	154
4.4.2.3	Equipo de control térmico .....	155
4.4.2.4	Sistema de visualización de la temperatura .....	155
4.4.2.5	Sistemas auxiliares .....	155
4.4.3	Método de observación .....	156
4.4.4	Exposición y emplazamiento .....	156
4.4.5	Calibración .....	157
4.5	Higrómetro de condensación de cloruro de litio calentado (célula de punto de rocío)	157
4.5.1	Consideraciones generales .....	157
4.5.1.1	Principios .....	157
4.5.1.2	Descripción .....	158
4.5.1.3	Sensores con calefacción directa .....	158
4.5.1.4	Sensores con calefacción indirecta .....	159
4.5.2	Método operativo .....	159
4.5.3	Exposición y emplazamiento .....	160
4.5.4	Fuentes de error .....	160
4.5.5	Inspección sobre el terreno y calibración .....	160
4.5.6	Mantenimiento .....	160
4.6	Higrómetros eléctricos de resistencia y de capacitancia .....	160
4.6.1	Consideraciones generales .....	160
4.6.2	Resistencia eléctrica .....	161
4.6.3	Capacitancia eléctrica .....	161
4.6.4	Método de observación .....	161
4.6.5	Exposición y emplazamiento .....	161
4.6.6	Inspección sobre el terreno y calibración .....	162
4.6.7	Mantenimiento .....	162
4.7	Higrómetros de absorción de radiación electromagnética .....	162
4.8	Seguridad .....	162
4.9	Instrumentos de referencia y calibración .....	164
4.9.1	Principios relativos a la calibración de los higrómetros .....	164
4.9.2	Frecuencia y métodos de calibración .....	165
4.9.3	Calibración en el laboratorio .....	165
4.9.4	Patrones primarios .....	166
4.9.4.1	Higrometría gravimétrica .....	166
4.9.4.2	Generador dinámico de humedad patrón de dos presiones .....	166
4.9.4.3	Generador dinámico de humedad patrón de dos temperaturas .....	166
4.9.5	Patrones secundarios .....	166
4.9.6	Patrones de trabajo (e instrumentos de referencia sobre el terreno) .....	167
4.9.7	Psicrómetro de referencia de la OMM .....	167
4.9.8	Soluciones salinas .....	167
	ANEXO 4.A. DEFINICIONES Y ESPECIFICACIONES DEL VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA .....	169
	ANEXO 4.B. FÓRMULAS PARA EL CÁLCULO DE LAS MEDICIONES DE LA HUMEDAD .....	173
	REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	175

## CAPÍTULO 4. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD

### 4.1 GENERALIDADES

La humedad atmosférica, y con frecuencia también su registro continuo, es un parámetro importante en la mayoría de los ámbitos de la actividad meteorológica. En el presente capítulo se considera la medición de la humedad en la superficie terrestre o cerca de ella. Son numerosos los métodos utilizados, y es amplia la documentación sobre el tema. Wexler (1965) ofrece una amplia gama, antigua pero todavía útil, de estas técnicas de medición.

#### 4.1.1 Definiciones

Las definiciones de los términos utilizados en el presente capítulo concuerdan con las del Reglamento Técnico (OMM, 2011a, apéndice B), cuyo texto se reproduce en el anexo 4.A de este capítulo.

Las definiciones simples que más se utilizan para expresar las distintas magnitudes en la medición de la humedad son las siguientes:

*Razón de mezcla,  $r$* : relación entre la masa de vapor de agua y la masa de aire seco.

*Humedad específica,  $q$* : relación entre la masa de vapor de agua y la masa de aire húmedo.

*Temperatura del punto de rocío,  $T_d$* : temperatura a la cual el aire húmedo, saturado con respecto al agua a una presión dada, tiene una razón de mezcla saturante igual a la razón de mezcla dada.

*Humedad relativa,  $U$* : coeficiente, expresado en tanto por ciento, entre la tensión de vapor observada y la tensión saturante del vapor con respecto al agua a la misma temperatura y presión.

*Tensión de vapor (presión de vapor),  $e'$* : presión parcial de vapor de agua en el aire.

*Tensiones saturantes del vapor,  $e'_w$  y  $e'_i$* : presiones de vapor en el aire en estado de equilibrio con la superficie de agua o de hielo, respectivamente.

En el anexo 4.B figuran fórmulas para calcular diversas mediciones de la humedad. Estas versiones de fórmulas y coeficientes fueron adoptadas por la OMM en 1990<sup>1</sup>. Son útiles y suficientemente exactas para todas las aplicaciones meteorológicas ordinarias (OMM, 1989a).

Sonntag (1990 y 1994) da fórmulas más exactas y detalladas para estas y otras magnitudes. Se presentan otras fórmulas<sup>2</sup> detalladas en OMM (1966, introducciones a las tablas 4.8 a 4.10) y en OMM (2011a, apéndice A).

#### 4.1.2 Unidades y escalas

Las unidades y los símbolos que se utilizan normalmente para expresar las magnitudes más usadas en relación con el vapor de agua en la atmósfera son las siguientes:

- la razón de mezcla,  $r$ , y la humedad específica,  $q$  (en kilogramos por kilogramo);
- la presión de vapor en el aire,  $e'$ ,  $e'_w$ ,  $e'_i$ , así como la presión,  $p$  (en hectopascales);

<sup>1</sup> Resolución 6 (EC-XLII), aprobada por el Consejo Ejecutivo en su 42ª reunión.

<sup>2</sup> Resolución 19 (Cg-IV), aprobada por el Cuarto Congreso Meteorológico Mundial.

- c) la temperatura,  $T$ ; la temperatura del termómetro húmedo,  $T_w$ ; la temperatura del punto de rocío,  $T_d$ ; y la temperatura del punto de escarcha  $T_f$  (en kelvines);
- d) la temperatura,  $t$ ; la temperatura del termómetro húmedo,  $t_w$ ; la temperatura del punto de rocío,  $t_d$ ; y la temperatura del punto de escarcha  $t_f$  (en grados Celsius);
- e) la humedad relativa,  $U$  (en porcentaje).

#### 4.1.3 **Requisitos meteorológicos**

Las mediciones de humedad en la superficie terrestre sirven para el análisis y la predicción meteorológicos, para los estudios climatológicos y, en general, para muchas otras aplicaciones especiales en hidrología, agricultura, servicios aeronáuticos y estudios medioambientales. También tienen gran importancia por su vinculación con los cambios del estado del agua en la atmósfera.

En el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E) se detallan los requisitos generales relativos al rango, la resolución y la exactitud de las mediciones de la humedad. Los grados de incertidumbre alcanzables que figuran en el cuadro se refieren a instrumentos de buena calidad, que son utilizados y mantenidos adecuadamente. En la práctica, no es fácil lograr esa exactitud. En particular, el psicrómetro en una garita meteorológica sin ventilación forzada, muy utilizado todavía, dista mucho de alcanzar la exactitud deseada.

En las mediciones de humedad, las constantes de tiempo del orden de 1 minuto son adecuadas para la mayoría de las aplicaciones. Los tiempos de respuesta fácilmente alcanzables con instrumentos de buen funcionamiento se examinan en la sección 4.1.4.9.

#### 4.1.4 **Métodos de medición**

Sonntag (1994) proporciona un estudio general de los avances más recientes en el campo de la higrometría.

##### 4.1.4.1 **Higrómetros**

Todo instrumento utilizado para medir la humedad se denomina higrómetro. Los principios físicos que más se aplican en higrometría se indican en las secciones 4.1.4.4 a 4.1.4.8. Para obtener más información sobre los diversos métodos, véase Wexler (1965). En OMM (1989b) figura el informe de una comparación internacional de la OMM sobre diversos tipos de higrómetros.

##### 4.1.4.2 **Exposición: comentarios generales**

Las condiciones generales para la exposición de los sensores de humedad son similares a las de los sensores de temperatura y, por lo tanto, puede utilizarse para tal fin una garita meteorológica emplazada adecuadamente. En cuanto a las condiciones particulares, es necesario:

- a) proteger el instrumento de la radiación solar directa, de los contaminantes atmosféricos, de la lluvia y del viento;
- b) evitar la formación de un microclima local en la estructura de la garita del sensor o en el dispositivo de muestreo; cabe señalar que la madera y numerosos materiales sintéticos adsorben o pierden vapor de agua en relación con la humedad atmosférica.

La exposición adecuada para cada instrumento se describe en las secciones 4.2 a 4.7.

En la clasificación de emplazamientos de las estaciones terrestres de observación en superficie (véase el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.B) de la presente Guía) se proporcionan más orientaciones sobre la selección de un emplazamiento y la ubicación de un higrómetro en un emplazamiento a los fines de optimizar la representatividad.

#### 4.1.4.3 **Fuentes de error: comentarios generales**

Los errores en las mediciones de la humedad pueden deberse a las siguientes causas:

- a) la modificación de la muestra de aire, por ejemplo, por la presencia de fuentes o sumideros de calor o de vapor de agua;
- b) la contaminación del sensor, por ejemplo, por el polvo y los rociones de mar;
- c) los errores de calibración, incluida la corrección de la presión, el coeficiente de temperatura del sensor y la interfaz eléctrica;
- d) el tratamiento inadecuado en las fases líquida y sólida (del agua);
- e) el diseño inadecuado del instrumento, por ejemplo, conducción de calor por el tubo del termómetro húmedo;
- f) las fallas de funcionamiento, por ejemplo, no se puede alcanzar un equilibrio estable;
- g) los intervalos de muestreo o de establecimiento de la media, o de ambos, son inadecuados.

Es necesario que haya coherencia entre la constante de tiempo del sensor, el intervalo de tiempo para calcular la media y las necesidades relativas a los datos.

Las causas de error mencionadas se aplican de modo diferente a los diversos sensores de humedad. En las secciones pertinentes de este capítulo figuran más detalles al respecto.

#### 4.1.4.4 **Higrometría gravimétrica**

Este método se basa en la absorción, por un desecante, del vapor de agua contenido en un volumen de aire conocido (higrómetro gravimétrico, utilizado solo para patrones primarios). En la sección 4.9 se dan algunos detalles.

El método gravimétrico permite obtener una medición absoluta del vapor de agua contenido en una muestra de aire, en términos de su razón de mezcla de humedad. Se trata, en primer lugar, de extraer el vapor de agua que contiene la muestra. Para obtener la masa del vapor de agua se pesa el agente desecante antes y después de absorber el vapor. La masa de la muestra seca se puede calcular pesando o midiendo su volumen.

El método se utiliza exclusivamente para obtener un patrón de calibración absoluto que sirva de referencia; este tipo de instrumento se encuentra sobre todo en los laboratorios nacionales de calibración.

#### 4.1.4.5 **Métodos basados en la condensación**

##### 4.1.4.5.1 **Método del espejo enfriado (higrómetro de punto de rocío o de punto de escarcha)**

Cuando el aire húmedo a una temperatura  $T$ , presión  $p$  y razón de mezcla  $r_w$  (o  $r_i$ ) se enfría, alcanza su punto de saturación con respecto al agua (o al hielo a temperaturas más bajas),



y se puede detectar sobre una superficie sólida no higroscópica un depósito de rocío (o de escarcha). La temperatura de este punto de saturación es la temperatura del punto de rocío  $T_d$  (o del punto de escarcha  $T_p$ ).

El higrómetro de espejo enfriado sirve para medir la  $T_d$  o la  $T_p$ . Los sistemas más utilizados emplean una pequeña superficie reflectora de metal pulido, enfriada con un dispositivo electrónico de efecto Peltier, y un detector óptico de la condensación.

Los instrumentos que utilizan el método de condensación se usan con fines de observación, pero también pueden servir de patrón de trabajo o de referencia (véase la sección 4.4).

#### 4.1.4.5.2 **Método de solución salina calentada (higrómetro de vapor en equilibrio, llamado célula de punto de rocío)**

La presión de vapor en equilibrio en la superficie de una solución salina saturada es inferior a la de una superficie similar de agua pura a la misma temperatura. Este efecto se observa en todas las soluciones salinas, pero sobre todo en el cloruro de litio, cuya presión de vapor en equilibrio es excepcionalmente baja.

Una solución acuosa salina (cuya presión de vapor en equilibrio sea inferior a la presión del vapor ambiente) puede calentarse hasta alcanzar una temperatura a la cual la presión del vapor en equilibrio exceda a la presión del vapor ambiente. En este punto, el equilibrio pasará de la condensación a la evaporación y, por último, a una fase de transición de la solución líquida a una forma de hidrato sólido (cristalina). El punto de transición puede detectarse por una disminución característica de la conductividad eléctrica de la solución cuando esta se cristaliza. La presión del vapor ambiente se deduce de la temperatura de la solución a la que se alcanza esa presión del vapor ambiente. Para ello, se coloca un termómetro en la solución, asegurándose de que se establezca un buen contacto térmico. El punto de rocío ambiente (es decir, con respecto a una superficie plana de agua pura) puede determinarse con datos empíricos, estableciendo la relación entre la presión de vapor y la temperatura del agua pura y de las soluciones salinas. El cloruro de litio es la solución salina más utilizada para este tipo de sensor.

Este método se emplea con fines de observación, especialmente en las estaciones meteorológicas automáticas (véase la sección 4.5).

#### 4.1.4.6 **Método psicrométrico**

Un psicrómetro consiste básicamente en dos termómetros juntos; el elemento sensible de uno de los termómetros está cubierto de una fina capa de agua o de hielo, de ahí el término de termómetro húmedo o termómetro congelado. El elemento sensible del segundo termómetro está simplemente expuesto al aire y se llama termómetro seco. Este método se sigue utilizando con frecuencia, y se describe con detalle en la sección 4.2.

Debido a la evaporación del agua en el termómetro húmedo, este por lo general indica una temperatura inferior a la del termómetro seco. La diferencia entre las temperaturas obtenidas con ambos termómetros es una medida de la humedad del aire; cuanto más baja sea la humedad ambiente, más alta será la tasa de evaporación y, por lo tanto, mayor será la diferencia entre los dos termómetros, o sea la diferencia psicrométrica. La relación entre la diferencia psicrométrica y la humedad ambiente se expresa mediante una fórmula psicrométrica.

Este método se emplea mucho con fines de observación. Los instrumentos que utilizan el método psicrométrico se utilizan también con frecuencia como patrones de trabajo.

#### 4.1.4.7 **Métodos de sorción**

Ciertos materiales interactúan con el vapor de agua y sufren, en sus propiedades químicas o físicas, un cambio suficientemente reversible para ser utilizado como sensor de la humedad

ambiente. Estos materiales pueden adsorber o absorber el vapor de agua, siendo la adsorción la fijación de una sustancia en la superficie de otra, mientras que la absorción es la penetración de la sustancia en el cuerpo de otra. Una característica de las sustancias higroscópicas es que absorben el vapor de agua que se encuentra en la atmósfera circundante, debido a que tienen una tensión saturante de vapor inferior a la del aire circundante. Para que el fenómeno de absorción se produzca, es necesario que la presión del vapor ambiente de la atmósfera sea superior a la tensión saturante de vapor de la sustancia. A continuación se describen dos propiedades de la sorción:

- a) Cambios de las dimensiones de los materiales higroscópicos: algunos materiales cambian dimensionalmente en función de la humedad. Las fibras naturales tienden a presentar proporcionalmente las mayores variaciones, y es posible utilizarlas en un transductor analógico de desplazamiento lineal si se las acopla a un sistema mecánico de palancas. Este transductor debe estar diseñado de tal modo que origine el desplazamiento de un indicador en una escala que permita la visualización, o puede ser un dispositivo electromecánico que transforme la variación de la distancia en respuesta eléctrica.

El cabello humano es el material más utilizado para este tipo de higrómetro. Se pueden utilizar también fibras sintéticas, pero en vista de que el tiempo de respuesta de estas fibras es muy largo, no se debe emplear el higrómetro de fibras sintéticas a temperaturas inferiores a 10 °C. El higrómetro de cabello se describe en la sección 4.3.

Las membranas orgánicas que se obtienen de las tripas de animales domésticos, como por ejemplo la membrana de tripa de vacuno, tienen propiedades similares al cabello y se han utilizado para la medición de la humedad, pero sobre todo para instrumentos de medición en altitud.

- b) Cambios en las propiedades eléctricas de los materiales higroscópicos: las propiedades eléctricas de ciertos materiales higroscópicos varían en función de la humedad relativa ambiente, y no presentan una gran dependencia térmica. Los métodos más utilizados basados en estas propiedades se describen en la sección 4.6.

Los sensores eléctricos de la humedad relativa se utilizan cada vez más en aplicaciones que exigen una lectura remota, en especial cuando se requiere la visualización directa de la humedad relativa.

Para las mediciones de la humedad relativa se emplean generalmente la resistencia eléctrica, en el caso de los sensores fabricados con material plástico tratado químicamente con una superficie conductora, y la capacidad eléctrica, si se trata de sensores cuyo funcionamiento se basa en la variación de las propiedades dieléctricas de un sólido higroscópico en función de la humedad relativa ambiente.

#### 4.1.4.8 ***Absorción de la radiación electromagnética por el vapor de agua (higrómetros de absorción de rayos ultravioletas e infrarrojos)***

Las moléculas de agua absorben la radiación electromagnética en un intervalo de bandas de onda y de longitudes de onda específicas. Es posible servirse de esta propiedad para obtener la medida de la concentración molecular del vapor de agua en un gas. Las regiones del espectro electromagnético más apropiadas para este tipo de aplicación son las del ultravioleta y el infrarrojo. El principio del método consiste en determinar la atenuación de la radiación en una banda de ondas que corresponda a la absorción del vapor de agua en el trayecto entre una fuente de radiación y un dispositivo receptor. Existen dos métodos principales para determinar el grado de atenuación de la radiación, a saber:

- a) la transmisión de una radiación de banda estrecha y de intensidad fija a un receptor calibrado;
- b) la transmisión de una radiación en dos longitudes de onda, una que es fuertemente absorbida por el vapor de agua, y la otra que no es absorbida o lo es muy levemente.

Ambos tipos de instrumentos requieren calibraciones frecuentes y resultan más convenientes para medir variaciones, más que niveles absolutos, de la concentración de vapor. Solo se utilizan con fines de investigación; en la sección 4.7 se describen brevemente tales instrumentos.

#### 4.1.4.9 **Constantes de tiempo de los sensores de humedad**

Para determinar la constante de tiempo de un sensor de humedad, el tiempo de respuesta del sensor a un cambio brusco de la humedad debe corresponder a una función conocida. En general, el término se refiere al tiempo que necesita el sensor para indicar el 63,2% ( $1/e$ ) de una variación brusca en la escala de la magnitud que debe medirse (en este caso la humedad), considerando que el sensor da una respuesta de primer orden a la variación de la magnitud que se mide (es decir, la velocidad a la que varía la medición es proporcional a la diferencia entre la magnitud medida y la sometida a la medición). De este modo, es posible prever que el 99,3% de la variación se producirá al cabo de un período cuya duración corresponde a cinco veces la constante de tiempo.

En el cuadro 4.1 figuran los valores de la constante de tiempo ( $1/e$ ) para diversos tipos de sensores de humedad.

**Cuadro 4.1. Constantes de tiempo de los sensores de humedad**

85% de humedad relativa Tipo de sensor	Constante de tiempo $1/e$ (s)		
	20 °C	0 °C	-20 °C
Cabello humano ordinario	32	75	440
Cabello asilado	10	10	12
Membrana orgánica de tripa de vacuno	10	16	140
Capacidad eléctrica	1-10	1-10	1-10
Resistencia eléctrica	1-10	—	—
Psicrómetro de Assmann	30-50	30-50	30-50
Higrómetros de condensación			
Higrómetros electrolíticos			
Higrómetro óptico	< 0,01	< 0,01	< 0,01

Nota: La relación de primer orden no puede verificarse bien, sobre todo en el caso de sensores de sorción, puesto que el factor de forzamiento para el equilibrio del vapor, es decir, el gradiente local de la presión de vapor, depende de la migración local de las moléculas del vapor de agua en el cuerpo de un elemento sensible a la humedad. En general, la respuesta de primer orden será la que proporcionen los sensores que dispongan de un elemento activo fino.

#### 4.1.4.10 **Mantenimiento: comentarios generales**

Deberían tenerse en cuenta los siguientes procedimientos de mantenimiento:

- Limpieza: los sensores y sus cubiertas deberían mantenerse limpios. Algunos sensores, como el higrómetro de espejo enfriado y el de cabello, deben limpiarse periódicamente con agua destilada. Otros, especialmente los que tienen un revestimiento electrolítico, pero también los que contienen un sustrato polimérico, no se deben limpiar de esta manera. Por lo tanto, es esencial dar instrucciones claras y precisas al respecto a los observadores y al personal de mantenimiento.

- b) Verificación y calibración de los instrumentos utilizados sobre el terreno: todos los sensores utilizados sobre el terreno necesitan calibración periódica. En los psicrómetros y en los higrómetros de punto de rocío equipados con un detector de temperatura, la calibración de este detector podrá controlarse durante cada revisión periódica. Se realizará también una comparación con un higrómetro de trabajo de referencia, como el psicrómetro de Assmann, al menos una vez al mes.

Es posible utilizar soluciones salinas saturadas para verificar los sensores que solo necesitan una muestra de pequeño volumen. Durante la verificación se requiere una temperatura ambiente constante, y resulta difícil fiarse de su eficacia sobre el terreno.

Por otra parte, un psicrómetro de aspiración de tipo estándar, como el de Assmann, utilizado como patrón de trabajo, tiene la ventaja de que su propia integridad puede verificarse mediante la comparación de los termómetros seco y húmedo que lo componen, y de que se puede esperar una aspiración adecuada cuando el aspirador es robusto y de buen tamaño. El instrumento de referencia puede, a su vez, calibrarse a intervalos adecuados en función del tipo de instrumento.

Es importante verificar la calibración de las interfaces eléctricas periódicamente y en todo su rango de funcionamiento. Para este fin, puede utilizarse un simulador en lugar del sensor. Sin embargo, siempre será necesario calibrar todo el conjunto en puntos seleccionados, debido a que la combinación de los errores de calibración del sensor y de la interfaz podría discrepar de las especificaciones del conjunto, aun cuando correspondieran a las especificaciones de cada instrumento por separado.

Las exigencias detalladas específicas para el mantenimiento de cada tipo de higrómetro descrito en este capítulo figuran en las secciones correspondientes.

#### 4.1.4.11 **Filtros de protección**

En general, los sensores de humedad llevan un filtro para protegerlos contra los contaminantes que pudieran reducir su rendimiento. Cuando un sensor no se ventila artificialmente, el uso de un filtro tiende a reducir la velocidad de respuesta, impidiendo que el aire circule libremente y permitiendo que el vapor de agua entre en contacto con el elemento sensible por difusión molecular a través del material del filtro. Si bien la difusión del vapor de agua a través de algunos materiales, como los productos de celulosa, es en teoría más rápida que a través del aire en calma, la práctica muestra que las mejores velocidades de difusión se obtienen a través de las membranas porosas hidrófobas. El tamaño de los poros debe ser lo suficientemente pequeño para que el filtro atrape las partículas de aerosoles perjudiciales (en un ambiente marino, se pueden encontrar grandes cantidades de partículas de sal marina cuyo diámetro mínimo puede llegar a  $0,1 \mu\text{m}$ ), y la porosidad debería ser suficiente para permitir una velocidad de difusión adecuada.

El tamaño del filtro, así como su porosidad, determinan la velocidad de difusión total. La aspiración mejora la difusión, pero cabe recordar que esta técnica consiste en mantener una débil presión de aire sobre el lado sensible del filtro y que esto puede influir considerablemente en la medición.

En general, es conveniente proteger los sensores no ventilados con un material inerte e hidrófobo. Con este fin, en diversas situaciones se han utilizado con buenos resultados membranas de polímero muy porosas, fabricadas con un tipo de politetrafluoroetileno dilatado que las hace relativamente sólidas.

Se pueden utilizar filtros de metal sinterizado, pero conviene calentarlos para evitar cualquier problema de condensación. Esto no es normalmente apropiado para los sensores de humedad relativa, pero sí para los sensores de punto de rocío. Los filtros de metal sinterizado son sólidos y muy apropiados para aplicaciones que requieren aspiración, las cuales permiten utilizar filtros de gran superficie y, en consecuencia, una diferencia de presión aceptablemente pequeña.

Si la difusión no se refuerza mediante aspiración artificial se deberá tener en cuenta la relación entre la superficie del filtro y el volumen de aire del muestreo del sensor. En el caso de un sensor de sorción típico, compuesto por un sustrato plano, la configuración óptima será una membrana plana situada cerca de la superficie del sensor. Si se trata de una superficie sensible cilíndrica, se utilizará un filtro cilíndrico.

## 4.2 PSICRÓMETRO

### 4.2.1 Consideraciones generales

#### 4.2.1.1 Fórmulas y tablas psicrométricas

En los siguientes párrafos se resumen los métodos empleados actualmente para establecer las tablas psicrométricas.

Generalmente, la presión de vapor  $e'$  en las condiciones de observación se obtiene mediante las siguientes fórmulas psicrométricas semiempíricas:

$$e' = e'_w(p, T_w) - Ap(T - T_w) \quad (4.1)$$

y:

$$e' = e'_i(p, T_i) - Ap(T - T_i) \quad (4.2)$$

donde  $e'_w$  es la tensión saturante del vapor con respecto al agua a la temperatura  $T_w$  y a la presión  $p$  del termómetro húmedo;  $e'_i$  es la tensión saturante del vapor con respecto al hielo a la temperatura  $T_i$  y a la presión  $p$  del termómetro congelado;  $p$  es la presión del aire;  $T$  es la temperatura del termómetro seco; y  $A$  es el coeficiente psicrométrico (se prefiere esta denominación a la errónea de "constante psicrométrica").

Para la mayoría de los instrumentos, la temperatura  $T_w$  del termómetro húmedo no corresponde a la temperatura termodinámica del termómetro húmedo definida en el anexo 4.A, que depende únicamente de  $p$ ,  $T$  y  $r$  (la razón de mezcla de humedad). La temperatura medida con un termómetro húmedo depende también de algunas variables que están influenciadas por procesos dinámicos de transferencia térmica a través de una interfase líquido/gas (donde el gas se caracteriza por las capas laminares y turbulentas que lo componen). La descripción de un modelo termodinámico satisfactorio va más allá del ámbito de la presente publicación. En la práctica, el coeficiente psicrométrico  $A$ , que se determina de manera empírica, elimina la diferencia entre la temperatura termodinámica y la temperatura medida con el termómetro húmedo (véase la sección 4.2.6).

En general, el coeficiente  $A$  depende del diseño del psicrómetro (sobre todo para el sistema del termómetro húmedo), del flujo de aire que pasa por el termómetro húmedo (denominado índice de ventilación), de la temperatura y de la humedad del aire. Si el índice de ventilación es bajo,  $A$  dependerá principalmente de ese índice de ventilación. Sin embargo, cuando el índice de ventilación sea de 3 a 5 m s<sup>-1</sup> (para termómetros de tamaño normal) o más, el valor de  $A$  dependerá mucho menos del índice de ventilación y será prácticamente el mismo para los psicrómetros bien diseñados. El valor de  $A$  no depende mucho de la temperatura ni de la humedad, y su dependencia con respecto a estas variables se considera generalmente insignificante. El valor de  $A$  es menor cuando el termómetro húmedo está recubierto de hielo que cuando está recubierto de agua.

En las secciones siguientes se examinan las fórmulas y los coeficientes adecuados que se aplican a los diversos tipos de psicrómetros.

#### 4.2.1.2 **Características de un psicrómetro**

El equipo utilizado para efectuar observaciones psicrométricas debería, en la medida de lo posible, conformarse a las recomendaciones siguientes (véanse las secciones 4.2.3 y 4.2.6):

- a) A nivel del mar, y si los termómetros utilizados son como los que se emplean generalmente en las estaciones meteorológicas, el aire debería aspirarse a una velocidad no inferior a  $2,2 \text{ m s}^{-1}$  ni superior a  $10 \text{ m s}^{-1}$ . Para altitudes considerablemente distintas, estas velocidades límite del aire tendrían que ajustarse en proporción inversa a la densidad de la atmósfera.
- b) Se deben proteger los termómetros secos y húmedos de los efectos de la radiación, preferentemente con un mínimo de dos pantallas. En el caso de un psicrómetro con ventilación forzada, como el de Assmann, las pantallas deben ser de metal pulido y sin pintar, separadas del resto del aparato por materiales aislantes. El material aislante térmico es preferible, en principio, e indispensable en el caso de psicrómetros con ventilación natural.
- c) Si el psicrómetro está protegido por una garita con paredes de celosía y dotado de ventilación forzada, son necesarios conductos de ventilación separados para los dos termómetros. La entrada de los conductos estará situada de manera que los termómetros puedan medir la temperatura real ambiente, y su salida estará por encima de la garita a fin de evitar la recirculación del aire evacuado.
- d) Conviene tomar todas las precauciones necesarias para impedir cualquier transferencia térmica significativa del motor de aspiración a los termómetros.
- e) El recipiente de agua y la mecha estarán dispuestos de modo que el agua llegue al termómetro húmedo a la misma temperatura de este sin influir sobre la temperatura del termómetro seco.

#### 4.2.1.3 **Manguito del termómetro húmedo**

Por lo general, el termómetro húmedo tiene una mecha de algodón, u otro material similar, bien ajustada alrededor del elemento sensible para mantener una cubierta uniforme de agua, que se aplica directamente o por capilaridad a partir de un recipiente de agua. La mecha tiene normalmente la forma de un manguito, bien ajustado alrededor del termómetro húmedo, y rebasa por lo menos en 2 cm el extremo superior del tubo del termómetro.

El material utilizado para cubrir el termómetro húmedo debe ser fino pero tupido. Antes de instalarlo, hay que lavarlo cuidadosamente con una solución acuosa de bicarbonato de sodio ( $\text{NaHCO}_3$ ), diluida a razón de 5 g por litro, y enjuagarlo varias veces con agua destilada. Puede lavarse también con una solución de detergente puro y agua. Si se utiliza una mecha, se le debe dar un tratamiento análogo.

Cualquier contaminación visible de la mecha o del manguito del termómetro húmedo debería ser considerada una clara indicación de la necesidad de sustituirlo. En el manejo de la mecha y del manguito conviene proceder con gran cuidado para impedir la contaminación proveniente de las manos. Para el termómetro húmedo debería utilizarse agua destilada.

El mantenimiento adecuado del termómetro húmedo es muy importante. Se debería pedir a los observadores que cambien el manguito y la mecha periódicamente. Las sustituciones deben realizarse al menos una vez a la semana en todos los psicrómetros continuamente expuestos y, en lugares próximos al mar o en zonas polvorientas o industriales, puede ser necesario cambiar ambas partes con mayor frecuencia. Se requiere comprobar frecuentemente el depósito de agua y sustituirlo o completarlo en caso necesario.

En tiempo seco y caluroso puede ser conveniente humedecer la cubierta con agua a partir de un recipiente poroso. Así, el agua se enfriará por la evaporación que se produce en la superficie del material poroso antes de llegar al termómetro. Convendría mantener el recipiente a la sombra, pero no muy cerca del psicrómetro.

#### 4.2.1.4 **Funcionamiento del termómetro húmedo por debajo del punto de congelación**

Si bien es difícil emplear el psicrómetro a temperaturas inferiores al punto de congelación, se utiliza en regiones donde se registran esas temperaturas. Cuando la temperatura del termómetro húmedo no llega a 0 °C, no es posible utilizar una mecha para transferir agua por capilaridad desde un depósito al manguito de dicho termómetro. En esas condiciones, solo debe formarse una delgada capa de hielo alrededor del manguito. Es indispensable ventilar artificialmente los termómetros, de lo contrario, será muy difícil utilizar el termómetro húmedo.

El agua utilizada debería tener, en la medida de lo posible, una temperatura próxima al punto de congelación. Si se forma una capa de hielo espeso en la parte inferior del termómetro, este debe sumergirse en el agua hasta que se derrita el hielo.

El tiempo necesario para que el termómetro húmedo alcance una lectura constante, una vez empapado el manguito, depende de la ventilación y de la temperatura real del termómetro húmedo. Un termómetro sin ventilar requiere generalmente de 15 a 45 minutos, mientras que un termómetro aspirado necesitará mucho menos tiempo. Es esencial que la nueva película de hielo sobre el bulbo del termómetro se forme en el momento oportuno. Si se hacen observaciones horarias con un psicrómetro simple, será preferible que se forme una nueva capa de hielo justamente después de cada observación. Si las observaciones se llevan a cabo a intervalos más largos, el observador tendría que visitar la garita antes de cada observación, con el tiempo suficiente para permitir que se forme una nueva película de hielo sobre el bulbo del termómetro. El termómetro húmedo de los psicrómetros aspirados y de los psicrómetros de honda debería mojarse inmediatamente antes de su uso.

Puede evitarse o retardarse la evaporación de la película de hielo encerrando el termómetro húmedo en un pequeño tubo de vidrio, o impidiendo la entrada de aire entre cada observación (esta última operación no debería realizarse si entraña el riesgo de que se recaliente el ventilador).

Con respecto al efecto del agua subfundida sobre el termómetro húmedo puede procederse de dos maneras:

- a) Utilizar diferentes tablas según el termómetro húmedo tenga una capa de hielo o esté cubierto de agua subfundida. Para averiguar qué tabla ha de usarse, debe tocarse el termómetro húmedo con un cristal de nieve, un lápiz u otro objeto, inmediatamente después de cada observación. Si la temperatura sube a 0 °C, y después comienza a bajar otra vez, se puede suponer que el agua del termómetro húmedo estaba subfundida en el momento de la observación.
- b) Utilizar una tabla apropiada para un termómetro húmedo recubierto de hielo, y favorecer el congelamiento del agua subfundida de la misma manera que para el método descrito en el apartado a). Para ahorrar tiempo y tener la seguridad de que el termómetro húmedo esté cubierto de hielo, el observador deberá procurar iniciar la congelación del agua en cada observación lo antes posible, después de humedecer el bulbo del termómetro. Según el comportamiento del termómetro húmedo en el punto de congelación, generalmente se puede determinar si el bulbo está cubierto de hielo o de agua subfundida. No obstante, el procedimiento recomendado es iniciar la congelación del agua en cada observación cuando se supone que la temperatura del termómetro húmedo está por debajo de 0 °C, tanto si se observa o no la reacción del termómetro después de haberlo mojado.

Aunque el primer método suele ser más rápido, implica el empleo de dos tablas, y esto puede causar cierta confusión.



#### 4.2.1.5 **Método general de observación**

Sería conveniente seguir los procedimientos que figuran en el capítulo 2 de la parte I, relativos a la medición de la temperatura, además de los que se reseñan a continuación:

- a) Si hay que cambiar el manguito, la mecha o el agua del termómetro húmedo, debería hacerse bastante antes de la observación. El lapso de tiempo que requiere el termómetro húmedo para indicar la temperatura apropiada depende del tipo de psicrómetro.
- b) La lectura de los termómetros se redondeará a la décima de grado más próxima.
- c) Siempre que sea posible, conviene leer simultáneamente los dos termómetros durante la observación; el observador debería cerciorarse de que el termómetro húmedo reciba suficiente agua.

#### 4.2.1.6 **Utilización de termómetros de resistencia eléctrica**

Los termómetros de precisión con resistencia eléctrica de platino son muy utilizados en lugar de los termómetros de mercurio en cápsula de vidrio, sobre todo para las aplicaciones que requieren una lectura remota y una medición continua. Los aparatos, y los circuitos eléctricos de interfaz seleccionados, deben cumplir los criterios de funcionamiento que se describen en el capítulo 2 de la parte I. Conviene tener mucho cuidado con el efecto de calentamiento espontáneo en los termómetros eléctricos.

Las fórmulas psicrométricas que se emplean para los aspiripsicrómetros de Assmann que figuran en el anexo 4.B son igualmente aplicables cuando se utilizan termómetros con resistencia de platino en lugar de termómetros de mercurio en cápsula de vidrio, teniendo en cuenta que la configuración de los elementos y los termómetros es diferente. La fórmula que se utiliza para el termómetro húmedo (agua) se aplica también a varios psicrómetros con ventilación transversal (OMM, 1989a).

#### 4.2.1.7 **Fuentes de error**

Las principales fuentes de error a tener en cuenta son las siguientes:

- a) Errores de índice de los termómetros: al efectuar mediciones psicrométricas es muy importante conocer los errores de índice de los termómetros para todo el intervalo real de temperaturas y aplicar a las lecturas la corrección adecuada para esos errores antes de utilizar las tablas de humedad.

Cualquier otro error en la temperatura del termómetro húmedo o del termómetro cubierto de hielo causado por otros efectos tomará la misma forma que los errores de índice.

El cuadro 4.2 muestra, en porcentajes y para un intervalo de temperaturas reales del aire (suponiendo que el termómetro seco registra la temperatura real del aire), el error  $\varepsilon(U)$  que ocasiona, en la medición de la humedad relativa, un error  $\varepsilon(t_x)$  de 0,5 K y 0,1 K, respectivamente, en las lecturas de la temperatura del termómetro húmedo y del termómetro cubierto de hielo, en donde  $x$  representa el agua para  $t > 0$  °C o el hielo para  $t < 0$  °C, y siendo la humedad relativa,  $U$ , del 50%.

- b) Coeficientes de retardo del termómetro: para obtener la máxima exactitud del psicrómetro es conveniente disponer lo necesario para que los termómetros seco y húmedo tengan, aproximadamente, el mismo coeficiente de retardo; si el bulbo de los termómetros es del mismo tamaño, el termómetro húmedo tendrá un coeficiente de retardo mucho menor que el termómetro seco.



**Cuadro 4.2. Error en la deducción de la humedad relativa, resultante de errores de índice  $\varepsilon(t_x)$  de un termómetro húmedo o cubierto de hielo, para  $U = 50\%$**

Temperatura del aire en °C	Error en la humedad relativa, $\varepsilon(U)$ en % debido a un error en la medición del termómetro húmedo o cubierto de hielo	
	$\varepsilon(t_x) = 0,5 K$	$\varepsilon(t_x) = 0,1 K$
-30	60	12
-20	27	5
-10	14	3
0	8	2
10	5	1
20	4	0,5
30	3	0,5
40	2	0,5
50	2	0

- c) Errores relacionados con la ventilación: los errores debidos a una ventilación insuficiente pueden ser mucho más graves si se utilizan tablas de humedad inadecuadas (véanse las secciones sobre los diversos tipos de psicrómetros).
- d) Errores debidos a una capa de hielo excesiva sobre el termómetro húmedo: una capa espesa de hielo sobre el bulbo aumenta el retardo del termómetro, por lo tanto, se debería eliminar ese hielo inmediatamente sumergiendo el termómetro en agua destilada.
- e) Errores debidos a la contaminación del manguito del termómetro húmedo o a las impurezas del agua: la presencia de sustancias que modifican la presión del vapor de agua podría causar errores importantes. El termómetro húmedo y su manguito deberían lavarse a intervalos regulares en agua destilada para eliminar las impurezas solubles, siendo necesario efectuar esta operación con mayor frecuencia en ciertas regiones, como las zonas próximas al mar o las sometidas a contaminación atmosférica.
- f) Errores debidos a la conducción térmica desde el tubo hasta el bulbo del termómetro húmedo: la conducción del calor del tubo al bulbo del termómetro húmedo reduce la diferencia psicrométrica, obteniéndose de esta manera valores demasiado altos de la humedad relativa. El efecto es más pronunciado en caso de humedad relativa baja, pero se puede eliminar si el manguito que cubre el bulbo del termómetro húmedo rebasa al menos en 2 cm el tubo del termómetro.

#### 4.2.2 **Aspiropsicrómetro de Assmann**

##### 4.2.2.1 **Descripción**

Este psicrómetro está compuesto de dos termómetros de mercurio montados verticalmente, uno al lado del otro, en un marco metálico cromado o niquelado pulido, conectados por conductos a un ventilador que funciona mediante un resorte o un motor eléctrico. El bulbo de uno de los termómetros tiene una mecha de muselina bien ajustada que se humedece con agua destilada antes de utilizar el termómetro. Cada uno de los termómetros se coloca en dos tubos metálicos coaxiales, muy pulidos por dentro y por fuera, que protegen los bulbos contra la radiación térmica externa. Todos los tubos están separados entre sí por un aislante térmico.

Una comparación internacional de psicrómetros de Assmann utilizados en 10 países, organizada por la OMM (OMM, 1989a), mostró una buena concordancia entre las mediciones de las

temperaturas del termómetro húmedo y el termómetro seco realizadas con psicrómetros cuyas dimensiones se aproximan a las especificaciones de origen, y cuando la velocidad del aire aspirado es superior a  $2,2 \text{ m s}^{-1}$ . Algunos aparatos disponibles en el comercio no responden totalmente a esos criterios. Un estudio más detallado se encuentra en OMM (1989a). Sobre el terreno, el psicrómetro de Assmann permite alcanzar la exactitud mencionada en el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E) de la presente Guía, y podría llegar a mejorarse significativamente si la medición se realiza con mucho cuidado.

En el anexo 4.B figura una lista de fórmulas normalizadas para calcular la humedad a partir de mediciones realizadas con el psicrómetro de Assmann<sup>3</sup>, las cuales constituyen la base de otros tipos de psicrómetros de ventilación artificial dado que no existen mejores alternativas.

#### 4.2.2.2 **Método de observación**

La mecha, que debería estar totalmente libre de grasa, se humedece con agua destilada, y habría de cambiarse cuando esté sucia o endurecida. El agua transportada por la mecha no debería entrar en contacto con la pantalla de protección contra la radiación.

Se controlará que las columnas de mercurio de los termómetros no estén fraccionadas y, cuando suceda, sería necesario corregir esa irregularidad o sustituir el termómetro.

El psicrómetro funciona normalmente con los termómetros en posición vertical. El tubo del termómetro se debe proteger de los efectos de la radiación solar girando el instrumento de manera que las pantallas laterales se encuentren en dirección al sol. Conviene inclinar el psicrómetro de manera que los orificios de aspiración queden situados en dirección al viento, teniendo siempre cuidado de no exponer los bulbos de los termómetros a la radiación solar. Cuando el viento sea fuerte y pueda afectar al funcionamiento del ventilador, se debería utilizar una pantalla de protección.

El psicrómetro debería encontrarse a la misma temperatura que el aire circundante. Si la temperatura del aire es superior a  $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , después de la aspiración se tendrían que tomar al menos tres medidas a intervalos de 1 minuto. Si la temperatura es inferior a  $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , habría que esperar a que termine el proceso de congelación y observar si la mecha está cubierta de agua o de hielo. Durante los procesos de congelación y deshielo la temperatura del termómetro húmedo se mantiene constante a  $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Si la medición se lleva a cabo al aire libre, conviene repetir la operación varias veces y tomar como resultado la media de los valores obtenidos. Los termómetros deberían leerse con una resolución de  $0,1 \text{ K}$  o mejor.

El método de observación puede resumirse de la siguiente manera:

- a) humedecer el termómetro húmedo;
- b) dar cuerda al motor del sistema de relojería (o poner en funcionamiento el motor eléctrico);
- c) esperar 2 o 3 minutos, o hasta que la lectura del termómetro húmedo se estabilice;
- d) leer el termómetro seco;
- e) leer el termómetro húmedo;
- f) verificar la lectura del termómetro seco.

#### 4.2.2.3 **Exposición y emplazamiento**

Las observaciones con el psicrómetro deberían efectuarse al aire libre, manteniendo el instrumento colgado de un gancho o unido por un soporte adecuado a un poste delgado, o

<sup>3</sup> Recomendada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su décima reunión (1989).

manteniéndolo con una mano y el brazo estirado, con los conductos de aire apenas inclinados en dirección del viento. Estos orificios tendrían que encontrarse a una altura de entre 1,25 y 2 m por encima del nivel del terreno para las mediciones normales de la temperatura y de la humedad del aire.

Se debería hacer todo lo posible para que la presencia del observador u otra fuente cercana de calor o de vapor de agua, como el tubo de escape de un vehículo de motor, no influya en las lecturas.

#### 4.2.2.4 **Calibración**

Debería verificarse periódicamente el sistema de ventilación, por lo menos una vez al mes.

Asimismo, sería necesario controlar periódicamente la calibración de los termómetros. Es posible comparar uno con otro midiendo con ambos la temperatura del termómetro seco. Debería efectuarse una comparación con un termómetro de referencia certificado, por lo menos una vez al año.

#### 4.2.2.5 **Mantenimiento**

Entre las lecturas, el instrumento debería mantenerse en un recinto sin calefacción y protegido contra las precipitaciones y la radiación solar intensa. Cuando el instrumento no se utilice, sería preciso colocarlo en un estuche robusto, como el que suministra el fabricante, y mantenerlo en el interior de un local.

### 4.2.3 **Psicrómetro de garita**

#### 4.2.3.1 **Descripción**

El psicrómetro de garita se compone de dos termómetros de mercurio montados verticalmente en una garita meteorológica. El diámetro de los bulbos debería ser de unos 10 mm. El bulbo de uno de los termómetros está cubierto con un manguito bien ajustado que debe sobresalir unos 20 mm del tubo del termómetro. Si el psicrómetro está equipado con una mecha y un depósito de agua para mantener húmedo el manguito del termómetro húmedo, el depósito habría de localizarse preferiblemente al lado del termómetro y con la boca al mismo nivel o ligeramente por debajo de la parte superior del bulbo del termómetro. La mecha debería mantenerse lo más recta posible y tendría que ser lo suficientemente larga para que el agua llegue hasta el bulbo del termómetro húmedo aproximadamente a la misma temperatura del bulbo y en cantidad suficiente pero no excesiva. Si no se utiliza mecha, sería preciso proteger el termómetro húmedo de la suciedad guardándolo en un pequeño tubo de vidrio entre las lecturas.

Se recomienda aspirar artificialmente el aire del psicrómetro de garita. La velocidad del aire aspirado en ambos termómetros será de unos  $3 \text{ m s}^{-1}$ . Con ese fin, se utilizan sobre todo aspiradores eléctricos o aspiradores con mecanismo de cuerda. El aire tendría que circular en sentido horizontal a nivel de los bulbos de los termómetros, y no vertical, y se debería evacuar de manera que evite su recirculación.

El rendimiento obtenido con el psicrómetro de garita puede ser muy inferior al que se indica en el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E) de la presente Guía, especialmente en caso de vientos ligeros cuando la garita no está ventilada artificialmente.

Las fórmulas psicrométricas que figuran en la sección 4.2.1.1 se aplican a los psicrómetros de garita, pero con mucha incertidumbre en los coeficientes. En Bindon (1965) se ofrece un resumen de las fórmulas utilizadas. Si la ventilación forzada es de unos  $3 \text{ m s}^{-1}$  o más a nivel del bulbo del termómetro húmedo, se pueden aplicar los valores que figuran en el anexo 4.B, con un coeficiente psicrométrico para el agua de  $6,53 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ . Se utilizan, no obstante, valores de  $6,50$  a  $6,78 \cdot 10^{-4}$  para una temperatura del termómetro húmedo superior a  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ , y de  $5,70$  a

$6,53 \cdot 10^{-4}$  para una temperatura del termómetro húmedo inferior a  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Para los psicrómetros de garita con ventilación natural, los coeficientes empleados varían de  $7,7$  a  $8,0 \cdot 10^{-4}$  para una temperatura superior a la de congelación, y de  $6,8$  a  $7,2 \cdot 10^{-4}$  para una temperatura inferior a la de congelación cuando el aire circula en la garita, lo cual ocurre probablemente casi siempre. Sin embargo, se recomienda el uso de coeficientes de hasta  $12 \cdot 10^{-4}$  para el agua y de  $10,6 \cdot 10^{-4}$  para el hielo cuando el aire no circula en la garita.

El coeficiente psicrométrico adecuado para la configuración particular de la garita, la forma del bulbo del termómetro húmedo y el grado de la ventilación, se pueden determinar mediante la comparación con un patrón de trabajo o de referencia, pero se obtendrán así datos muy dispersos y será necesario llevar a cabo una gran cantidad de muestreos para obtener un resultado fiable. Incluso cuando el coeficiente se haya obtenido mediante esa serie de muestreos, seguirá habiendo un gran margen de confianza para cualquier observación; por lo tanto, no tiene justificación apartarse de las prácticas nacionales establecidas.

#### 4.2.3.2 **Método especial de observación**

El método descrito en la sección 4.2.1.5 se aplica a los psicrómetros de garita. En el caso de un termómetro húmedo con ventilación natural, siempre que el agua del depósito tenga aproximadamente la misma temperatura que el aire, la lectura correcta del termómetro húmedo se obtendrá unos 15 minutos después de ajustar un nuevo manguito; si la temperatura del agua es muy diferente de la del aire, podría ser necesario esperar unos 30 minutos.

#### 4.2.3.3 **Exposición y emplazamiento**

La exposición y el emplazamiento de la garita se describen en el capítulo 2 de la parte I.

#### 4.2.4 **Psicrómetros de honda o en noria**

##### 4.2.4.1 **Descripción**

Un pequeño psicrómetro portátil de tipo honda o noria está compuesto de dos termómetros de mercurio sujetos a una montura robusta provista de un mango que, situado en el extremo opuesto a los bulbos de los termómetros, permite girar rápidamente la montura y los termómetros sobre un eje horizontal.

La configuración del termómetro húmedo varía según el tipo de instrumento. En algunos casos, el bulbo del termómetro húmedo se protege de los rayos solares con una pantalla; conviene utilizar este modelo para las mediciones meteorológicas.

Se podrían aplicar a estos psicrómetros las fórmulas psicrométricas que figuran en el anexo 4.B.

##### 4.2.4.2 **Método de observación**

Deberían aplicarse las siguientes directrices:

- a) Todas las instrucciones relativas al manejo de los aspiropsicrómetros de Assmann se aplican también a los psicrómetros de honda.
- b) Los psicrómetros de honda carentes de pantalla para proteger los bulbos de los termómetros húmedos deberían protegerse de la insolación de otra manera.
- c) Conviene leer simultáneamente los termómetros en cuanto cese la ventilación porque la temperatura del termómetro húmedo comienza a subir inmediatamente y es probable que los termómetros sufran los efectos de los rayos solares.

#### 4.2.5 **Psicrómetro calentado**

El psicrómetro calentado funciona según el principio siguiente: el volumen de vapor de agua contenido en una masa de aire no se altera si esta se calienta. Gracias a esta propiedad, no es necesario mantener un termómetro engelado cuando las condiciones son de congelación.

##### 4.2.5.1 **Descripción**

El aire se aspira hacia un conducto que pasa sobre un calefactor eléctrico, y luego por una cámara de medición que contiene los termómetros húmedo y seco y un depósito de agua. El circuito de control del calefactor está programado para que la temperatura del aire no sea inferior a un nivel dado, que normalmente podría ser 10 °C. La temperatura del depósito de agua se mantiene de manera similar. Así, no se hiela ni el agua del depósito ni la que humedece la mecha, siempre que la diferencia psicrométrica sea inferior a 10 K y que se asegure el funcionamiento constante del psicrómetro, incluso si la temperatura del aire desciende por debajo de 0 °C. Si la temperatura es superior a 10 °C, el calefactor puede apagarse automáticamente, y el instrumento funcionará como un psicrómetro ordinario.

Los termómetros eléctricos pueden meterse completamente en una cámara de medición, y no es necesario realizar la lectura directa.

Un segundo termómetro seco se coloca a la entrada del conducto para medir la temperatura del aire ambiente, lo que permite determinar la humedad relativa ambiente.

Los bulbos de los termómetros del psicrómetro se ventilan en dirección del eje longitudinal, a una velocidad aproximada del aire de 3 m s<sup>-1</sup>.

##### 4.2.5.2 **Método de observación**

El psicrómetro calentado puede emplearse en estaciones meteorológicas automáticas.

##### 4.2.5.3 **Exposición y emplazamiento**

El instrumento propiamente dicho debería fijarse en el exterior de la garita meteorológica. El orificio de aspiración, donde se mide la temperatura del aire ambiente, debería encontrarse en el interior de la garita.

#### 4.2.6 **Psicrómetro de referencia de la OMM**

En OMM (1992) se describen el psicrómetro de referencia y los procedimientos de su utilización. Los termómetros seco y húmedo se colocan en una estructura de protección ventilada, de manera que el conjunto pueda utilizarse como un instrumento autónomo. Las principales características del psicrómetro de referencia son que se puede calcular el coeficiente psicrométrico a partir de la teoría de los intercambios de calor y de masa que se producen en el bulbo del termómetro húmedo, y que este coeficiente difiere del coeficiente de los otros psicrómetros, ya que tiene un valor de  $6,53 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$  para una humedad relativa del 50%, a 20 °C y 1 000 hPa. La temperatura del termómetro húmedo de este instrumento se acerca mucho al valor teórico (véanse los párrafos 18 y 19 del anexo 4.A). Esto se logra asegurando una evaporación particularmente eficaz en el bulbo del termómetro húmedo y una reducción al mínimo de calor externo. El cuidadoso diseño del conducto y del bulbo del termómetro húmedo, así como el control de la ventilación, determinan el tipo de flujo de aire sobre el bulbo del termómetro húmedo. El lado externo de la doble pantalla de protección es muy reflectivo, mientras que su lado interno es oscuro; los termómetros están revestidos de un material aislante y separados por una pantalla. Las pantallas y el elemento que contiene el termómetro húmedo son de acero inoxidable a fin de reducir al mínimo la transmisión del calor.

Con el método de utilización del psicrómetro de referencia se excluye totalmente la grasa en el bulbo del termómetro húmedo, incluso en las capas monomoleculares que se producen siempre al manipular cualquier parte del instrumento con los dedos. Esta es probablemente la principal razón de la estrecha relación entre el coeficiente psicrométrico de este instrumento y el valor teórico, y de su diferencia respecto de los coeficientes psicrométricos de otros instrumentos.

Con el psicrómetro de referencia se puede alcanzar una gran exactitud, un 0,38% de incertidumbre para una humedad relativa del 50% a 20 °C. La OMM también ha adoptado este instrumento como termómetro de referencia. Está diseñado para su utilización sobre el terreno, pero no es apropiado para uso habitual. Solo debería ser utilizado por personal cualificado para realizar trabajos de laboratorio muy precisos. La sección 4.9.7 trata de su uso como instrumento de referencia.

### 4.3 HIGRÓMETRO DE CABELLO

#### 4.3.1 Consideraciones generales

Todo material absorbente tiende a mantener un equilibrio térmico e higrométrico con el medio ambiente. La presión del vapor de agua en la superficie de ese material se determina por la temperatura y la cantidad de agua absorbida por él. La transferencia de moléculas de agua tiende a eliminar cualquier diferencia entre esa presión y la presión del vapor de agua del aire circundante.

Se ha observado que el tamaño del cabello varía principalmente en función de la humedad relativa del aire con respecto al agua en fase líquida (para temperaturas del aire inferiores o superiores a 0 °C); y aumenta aproximadamente entre un 2% y un 2,5% para una variación de la humedad entre el 0% y el 100%. Para incrementar la relación de la superficie de un haz de cabellos con respecto a su volumen, y disminuir el coeficiente de retardo, lo que está particularmente relacionado con la utilización del instrumento a baja temperatura, se deben alisar los cabellos para obtener una sección transversal de forma elíptica y limpiar con alcohol las sustancias grasientas. Este procedimiento también ofrece una función de respuesta más lineal, pero disminuye la resistencia a la tracción. A fin de obtener mediciones exactas, es preferible disponer de un aparato equipado con un solo cabello; sin embargo, normalmente se utilizan instrumentos que tienen un haz de cabellos porque son más resistentes. Si los cabellos se tratan con sulfuro de bario (BaS) o sulfuro de sodio (Na<sub>2</sub>S) se obtiene una mayor linealidad de la respuesta del instrumento.

Se considera que el higrógrafo o higrómetro de cabello es un instrumento apto para utilizarlo en situaciones o durante períodos en los que rara vez, o nunca, se producen niveles de humedad muy altos o muy bajos. El mecanismo del instrumento debería ser lo más sencillo posible, incluso si para ello se necesita una escala no lineal. Esto reviste particular importancia en las regiones industriales porque los contaminantes atmosféricos pueden afectar a la superficie de las partes móviles del mecanismo y aumentar la fricción entre ellas.

La velocidad de respuesta del higrómetro de cabello depende mucho de la temperatura del aire. A una temperatura de -10 °C, el retardo del instrumento es aproximadamente 3 veces mayor que el retardo a 10 °C. Para temperaturas del aire comprendidas entre 0 °C y 30 °C, y humedades relativas de entre el 20% y el 80%, un buen higrógrafo debería indicar el 90% de un cambio brusco de la humedad en aproximadamente 3 minutos.

Un buen higrógrafo, en perfectas condiciones, tendría que poder registrar la humedad relativa con una exactitud de  $\pm 3\%$  a temperaturas moderadas, y con una exactitud inferior en temperaturas bajas.

Para que las mediciones realizadas a temperaturas bajas den resultados útiles, es necesario emplear un instrumento con los cabellos alisados (véase la descripción anterior).

### 4.3.2 Descripción

Los detalles del mecanismo de los higrómetros de cabello varían según los fabricantes. Algunos instrumentos incluyen un transductor que proporciona una señal eléctrica y pueden también disponer de una función de linealización de manera que la respuesta global del instrumento sea lineal con respecto a las variaciones de la humedad relativa.

El higrómetro de cabello más utilizado es el higrógrafo, que utiliza un haz de cabellos mantenido en ligera tensión por un pequeño resorte y conectado a un estilete de manera que amplifique sus variaciones de longitud. Al final del estilete se fija una plumilla que se mantiene en contacto con la banda de papel ajustada sobre un cilindro metálico y que registra los desplazamientos angulares del estilete. El cilindro gira sobre su eje a una velocidad constante determinada por un movimiento mecánico de relojería. La velocidad de rotación es en general igual a una revolución por día o por semana. La banda posee una escala de tiempo en abscisa que se extiende sobre la circunferencia del cilindro, y una escala de humedad en ordenada, paralela al eje del cilindro, que normalmente está en posición vertical.

El mecanismo que conecta el estilete al haz de cabellos puede incluir levas especialmente diseñadas para convertir la extensión no lineal de los cabellos, producida por las variaciones de la humedad, en un desplazamiento angular lineal del estilete.

Algunos higrómetros utilizan fibras sintéticas. Los cabellos humanos que se utilizan en los higrómetros se tratan previamente como se describe en la sección 4.3.1 para mejorar la linealidad de la respuesta y disminuir el retardo de la misma; este tratamiento implica, sin embargo, una reducción de la resistencia a la tracción.

El estilete y el mecanismo de relojería se encuentran normalmente en una cajita de cristal que permite realizar la lectura de la humedad registrada sin necesidad de mover el instrumento; el haz de cabellos sobresale de la cajita a través de una abertura hecha con tal fin. Los lados de la cajita están separados de la base compacta, pero el extremo opuesto del cabello está fijado a la cajita mediante una bisagra. Esta configuración permite acceder al cilindro y al elemento sensible que, además, puede protegerse con una caja de malla abierta.

### 4.3.3 Método de observación

El higrómetro de cabello siempre debería golpearse ligeramente con un dedo antes de la lectura para liberar el mecanismo de toda tensión residual. Debería procurarse, en la medida de lo posible, no tocar el higrógrafo entre los cambios de bandas salvo para realizar las marcas cronológicas.

El higrómetro y el higrógrafo permiten leer normalmente la humedad relativa redondeada al punto porcentual más próximo. Cabe señalar que el higrómetro de cabello mide la humedad relativa con respecto a la saturación sobre el agua en fase líquida, incluso a temperaturas por debajo de 0 °C.

La humedad del aire puede cambiar muy rápidamente y, por lo tanto, es de suma importancia efectuar con mucha exactitud las marcas cronológicas. Para ello, el estilete se debería mover solo en dirección de la humedad relativa decreciente sobre el diagrama. Al realizar ese desplazamiento, se aflojan los cabellos y con el resorte de tensión se aplica la fuerza que restablece la plumilla a su posición normal. No obstante, puede observarse un efecto de histéresis si la plumilla no regresa a su posición inicial.

### 4.3.4 Exposición y emplazamiento

El higrógrafo o higrómetro debería colocarse en una garita meteorológica. Como el amoníaco destruye el cabello, no se deben instalar en proximidades de establos o de plantas industriales que utilicen amoníaco.



Cuando se emplea en las regiones polares, sería preciso colocar el higrógrafo en una garita meteorológica especial que lo proteja suficientemente contra las precipitaciones y las ventiscas de nieve. Como medida preventiva, se puede, por ejemplo, recubrir la garita meteorológica con una red de mallas finas (Mullergas) para evitar la acumulación de cristales de nieve sobre los cabellos y sobre la superficie de contacto del mecanismo articulado. Este método solo debe utilizarse si no existe ningún riesgo de que los cristales de nieve mojen la red al fundirse.

#### 4.3.5 **Fuentes de error**

##### 4.3.5.1 **Variaciones del cero**

Por razones diversas, poco conocidas, el higrógrafo está sujeto a una variación del cero de su escala. Quizás la causa más probable sea una tensión excesiva de los cabellos. Por ejemplo, los cabellos pueden extenderse si las marcas cronológicas se hacen en dirección de la humedad relativa creciente en el diagrama, o bien porque el mecanismo del higrógrafo se atasca cuando decrece la humedad relativa. El cero puede variar también si el higrógrafo se mantiene mucho tiempo expuesto en aire muy seco, lo cual puede remediarse poniendo el instrumento durante un tiempo suficiente en aire saturado.

##### 4.3.5.2 **Errores debidos a la contaminación del cabello**

La mayoría de los distintos tipos de polvo pueden ocasionar errores apreciables en las observaciones (algunas veces hasta del 15% de la humedad relativa). En la mayor parte de los casos, se pueden eliminar o reducir los errores limpiando y lavando los cabellos. Sin embargo, las sustancias nocivas encontradas en el polvo pueden destruir el cabello (véase la sección 4.3.4).

##### 4.3.5.3 **Histéresis**

Tanto la respuesta del elemento sensible de cabellos como el mecanismo de registro del higrómetro presentan histéresis. En cuanto al mecanismo de registro, el empleo de un haz de cabellos permite reducir la histéresis, puesto que se puede aplicar una tensión relativamente más alta para eliminar el efecto de fricción. No hay que olvidar que, al igual que el desplazamiento de la palanca que acciona el estilete, la fuerza de fricción entre la plumilla y la banda registradora se amplifica, y que, a fin de superar esta fuerza, la tensión aplicada a los cabellos debe ser proporcionalmente mayor. Para reducir la histéresis, el resorte de tensión debe estar bien ajustado y todas las piezas del mecanismo articulado han de funcionar de manera correcta. El punto de apoyo principal y cualquier mecanismo de linealización en el mecanismo articulado representan una proporción considerable de la fricción total.

La histéresis en el elemento sensible de cabello es, en general, un efecto de corta duración derivado de los procesos de absorción y de desorción, y no es una causa importante de error una vez que se logra el equilibrio de presión del vapor. Véase la sección 4.3.5.1 relativa a la exposición prolongada a baja humedad.

#### 4.3.6 **Calibración y comparación**

Las lecturas de un higrógrafo deberían verificarse lo más frecuentemente posible. Cuando los termómetros húmedo y seco se encuentran en la misma garita meteorológica que el higrógrafo es posible comparar los dos instrumentos, siempre que las condiciones sean estables para permitir la operación. De otro modo, las comparaciones sobre el terreno tienen un valor limitado debido a la diferencia en el tiempo de respuesta de los instrumentos comparados.

La calibración exacta solo puede realizarse en una cámara climatizada y por comparación con instrumentos de referencia.



Es posible verificar el punto correspondiente al 100% de humedad envolviendo el instrumento con un tejido saturado de agua, preferentemente en el interior de un recinto a una temperatura del aire constante (sin embargo, no se podrá obtener la lectura correcta si sobre los cabellos se forma una cantidad importante de gotitas de agua).

La humedad ambiente en el interior de un local puede proporcionar un valor de humedad relativa bajo para efectuar una comparación con un psicrómetro de referencia aspirado. Procede realizar una serie de lecturas.

Es posible evaluar la estabilidad y el sesgo a largo plazo estableciendo una función de correlación a partir de comparaciones efectuadas con un psicrómetro de referencia aspirado.

#### 4.3.7 **Mantenimiento**

Debería instarse a los observadores a mantener limpio el higrómetro.

Los cabellos se deben lavar frecuentemente con un cepillo suave mojado en agua destilada para eliminar el polvo o los contaminantes solubles que se hayan acumulado. Se evitará tocar los cabellos con los dedos. Conviene mantener limpios los cojinetes del mecanismo y aplicar de vez en cuando un poco de aceite fino. Las superficies de los cojinetes de todo mecanismo de linealización contribuyen en gran parte a la fricción total del mecanismo articulado, y esta puede reducirse puliendo con grafito dichas superficies. Este procedimiento puede llevarse a cabo utilizando un papel secante frotado con la mina de un lápiz de grafito.

Si el mantenimiento se hace debidamente, los cabellos pueden durar varios años en un clima templado, siempre que no estén sometidos a una contaminación atmosférica importante. Al reemplazar los cabellos, se debe proceder al ajuste y recalibración del instrumento.

### 4.4 **HIGRÓMETRO DE PUNTO DE ROCÍO CON ESPEJO ENFRIADO**

#### 4.4.1 **Consideraciones generales**

##### 4.4.1.1 **Teoría**

El higrómetro de punto de rocío (o de punto de escarcha) se utiliza para medir la temperatura a la cual el aire húmedo, al ser enfriado, alcanza la saturación y da lugar a la formación de un depósito de rocío (o de hielo) en una superficie sólida, que generalmente es un espejo. El depósito suele detectarse a simple vista. El principio de medición se describe en la sección 4.1.4.5 y más adelante.

La temperatura termodinámica del punto de rocío se define en relación con una superficie plana de agua pura. En la práctica, las gotitas de agua tienen una superficie curvada sobre la cual la presión del vapor saturado es más alta que para una superficie plana (lo que se conoce como efecto Kelvin). Las impurezas hidrófobas tienden a intensificar ese efecto, en tanto que las impurezas hidrosolubles ejercen el efecto contrario, y tienden a reducir la tensión saturante del vapor (efecto Raoult). Los efectos Kelvin y Raoult (que suben y bajan, respectivamente, el punto de rocío aparente) se minimizan si el tamaño crítico de la gotita es más bien grande que pequeño; esto disminuye directamente el efecto de la curvatura y atenúa el efecto Raoult al reducir la concentración de las impurezas solubles.

##### 4.4.1.2 **Principios**

Si se enfría el aire húmedo a una temperatura  $T$ , presión  $p$  y razón de mezcla  $r_w$  (o  $r_i$ ), este alcanza su punto de saturación con respecto a la superficie de agua libre (o a la superficie del hielo libre a temperaturas más frías), y se puede detectar un depósito de rocío (o de escarcha) sobre una superficie sólida no higroscópica. La temperatura de este punto de saturación se denomina

temperatura termodinámica del punto de rocío  $T_d$  (o temperatura termodinámica del punto de escarcha  $T_f$ ). La correspondiente presión de saturación del vapor con respecto al agua,  $e'_w$  (o al hielo  $e'_i$ ), es una función de  $T_d$  (o de  $T_f$ ), como muestran las siguientes ecuaciones:

$$e'_w(p, T_d) = f(p) \cdot e_w(T_d) = \frac{r \cdot p}{0,62198 + r} \quad (4.3)$$

$$e'_i(p, T_f) = f(p) \cdot e_i(T_f) = \frac{r \cdot p}{0,62198 + r} \quad (4.4)$$

El higrómetro mide la  $T_d$  o la  $T_f$ . A pesar de las grandes variaciones dinámicas de humedad en la troposfera, este instrumento puede detectar tanto las concentraciones muy altas como muy bajas del vapor de agua sirviéndose tan solo de un sensor térmico.

Para enfriar el espejo se han estado utilizando líquidos con un bajo punto de ebullición, pero este método ha sido ampliamente sustituido, salvo para muy pequeñas concentraciones de vapor de agua.

Por todo lo anterior, se hace necesario determinar si el depósito que se ha formado sobre el espejo, cuando la temperatura de la superficie es igual o inferior al punto de escarcha, es de agua subfundida o de hielo.

El higrómetro de espejo enfriado se utiliza para mediciones meteorológicas y como instrumento de referencia, tanto sobre el terreno como en laboratorio.

#### 4.4.2 Descripción

##### 4.4.2.1 Equipo sensor

Los sistemas más utilizados tienen una pequeña superficie reflectora de metal pulido, enfriada por un dispositivo eléctrico con efecto Peltier. El sensor consiste en un delgado espejo metálico de pequeño diámetro (2 a 5 mm), térmicamente regulado mediante un dispositivo de enfriamiento (y a veces un calefactor), y un sensor de temperatura (termopar o termómetro de resistencia de platino) fijados al reverso del espejo. El espejo debería tener una elevada conductividad térmica, una gran reflexión óptica y una gran resistencia a la corrosión, así como una baja permeabilidad al vapor de agua. Entre los materiales apropiados que se utilizan en su fabricación están el oro, la plata rodiada, el cobre cromado y el acero inoxidable.

El espejo debería estar equipado de un dispositivo (preferiblemente automático) para detectar los contaminantes que pueden aumentar o reducir el punto de rocío aparente (véase la sección 4.4.2.2), a fin de poder eliminarlos.

##### 4.4.2.2 Equipo de detección óptica

En general, se utiliza un sistema electroóptico para detectar la formación de condensación y proporcionar al sistema de servocontrol la información que le permite regular la temperatura del espejo. Se dirige hacia el espejo un estrecho haz de luz con un ángulo de incidencia de unos  $55^\circ$ . La fuente de luz puede ser incandescente, pero con frecuencia se trata de un diodo fotoemisor. En los sistemas sencillos, la intensidad de la luz directamente reflejada se detecta mediante un fotodetector que regula el enfriamiento y el calentamiento a través de un mecanismo de servocontrol. La reflectancia especular de la superficie se reduce a medida que aumenta el espesor del depósito, y como no debe haber enfriamiento cuando el depósito es de poco espesor, la reducción de reflectancia varía entre el 5% y el 40%. En sistemas más complejos se utiliza un fotodetector auxiliar que detecta la luz difundida por el depósito; los dos detectores proporcionan un control muy preciso. Puede utilizarse también un segundo espejo, no enfriado, para mejorar el sistema de control.

La mayor exactitud se obtiene al controlar la temperatura del espejo para que no haya ni acumulación ni disipación de la condensación. Sin embargo, en la práctica, el sistema de servocontrol oscilará entre los valores próximos a esa temperatura. El tiempo de respuesta del

espejo al calentamiento y al enfriamiento resulta esencial para la amplitud del fenómeno de oscilación, y debería ser de entre 1 y 2 segundos. El flujo de aire también es importante para mantener un depósito estable sobre el espejo. Es posible determinar la temperatura a la cual se produce la condensación con una incertidumbre de 0,05 K.

Se puede observar la formación de gotitas de agua con ayuda de un microscopio y regular manualmente la temperatura del espejo, pero ello requiere mucho tiempo y gran habilidad.

#### 4.4.2.3 **Equipo de control térmico**

Un dispositivo de unión térmica de efecto Peltier no es más que una sencilla bomba de calor reversible; la polaridad de la corriente continua determina si la unión térmica absorbe el calor para enfriar el espejo o si lo libera para calentarlo. Es necesario que haya un buen contacto térmico entre el dispositivo y el reverso del espejo. Para medir temperaturas muy bajas del punto de rocío, podría requerirse un instrumento equipado con un dispositivo de efecto Peltier multigradual.

Para el control térmico se utiliza un sistema eléctrico de servocontrol que recibe la señal del subsistema del detector óptico. Los sistemas modernos se controlan con un microprocesador.

Para enfriar el espejo, se puede utilizar un fluido de bajo punto de ebullición, como el nitrógeno líquido, pero esta técnica ya no se emplea tanto. Asimismo, es posible utilizar un alambre de resistencia eléctrica para calentar el espejo, pero este sistema actualmente tampoco se utiliza, debido a la aparición de los pequeños dispositivos de efecto Peltier.

#### 4.4.2.4 **Sistema de visualización de la temperatura**

La temperatura del punto de rocío de la muestra de aire que el instrumento ofrece al observador no es otra que la temperatura del espejo, tal como la mide el termómetro eléctrico situado bajo su superficie. Los instrumentos disponibles en el mercado constan, en general, de una interfaz eléctrica para el termómetro del espejo y de un visualizador digital, aunque también pueden tener salidas eléctricas digitales o analógicas que se utilizan con sistemas de registro de datos. Un registrador de banda es muy útil para controlar el rendimiento del instrumento cuando la salida analógica proporciona un registro continuo de la señal del termómetro del espejo, pero el visualizador digital no.

#### 4.4.2.5 **Sistemas auxiliares**

Se podría incorporar un microscopio que permitiera determinar visualmente si, cuando la temperatura del espejo es inferior a 0 °C, este está cubierto de gotitas de agua subfundida o de cristales de hielo. Algunos instrumentos tienen un detector montado sobre la superficie del espejo para determinar automáticamente esta diferencia (por ejemplo, un sensor capacitivo), y otros aplican un método basado en el factor de reflectancia.

Un sistema basado en un microprocesador puede incluir algoritmos para calcular y visualizar la humedad relativa. En ese caso, es importante que el instrumento pueda diferenciar correctamente un depósito de agua subfundida de un depósito de hielo.

Muchos instrumentos disponen de un sistema automático para reducir al mínimo los efectos de la contaminación. Puede consistir en un ciclo regular de calefacción que produce la evaporación de las impurezas volátiles y su eliminación con la circulación del aire. Se utilizan también sistemas con escobillas para la limpieza automática del espejo.

Para las mediciones meteorológicas, así como para la mayoría de las aplicaciones experimentales, el instrumento debe estar equipado con una pequeña bomba que aspire la muestra de aire a través de una cámara de medición. El instrumento debe estar provisto asimismo de un dispositivo capaz de controlar el flujo de aire para que sea compatible con el funcionamiento

estable del sistema de servocontrol de la temperatura del espejo, y para que el tiempo de respuesta a las variaciones de la humedad sea satisfactorio. El flujo de aire óptimo depende de la humedad de la muestra de aire, y normalmente varía entre 0,25 y 1 l min<sup>-1</sup>.

#### 4.4.3 **Método de observación**

El buen funcionamiento del higrómetro de punto de rocío depende de que haya un flujo de aire adecuado en la cámara de medición. Con este fin, tal vez sea necesario ajustar la graduación de un regulador (que, en general, se trata de un dispositivo de estrangulamiento situado en la parte posterior de la cámara de medición) en función de las variaciones diurnas de la temperatura del aire. La graduación del flujo de aire perturbará el funcionamiento del higrómetro, e incluso, podría ser conveniente iniciar un ciclo de calefacción. Ambas operaciones deberían efectuarse con la antelación suficiente para que el instrumento se estabilice antes de realizar la lectura. El tiempo requerido dependerá del ciclo de control del instrumento utilizado. Deberían consultarse las instrucciones del fabricante para conocer la graduación del flujo de aire y los detalles pertinentes del ciclo de control del instrumento.

Sería preciso controlar con frecuencia el estado del espejo y limpiarlo cuando haga falta pues el funcionamiento normal del instrumento no implica necesariamente que el espejo esté limpio. Así pues, este último debería lavarse con agua destilada y secarlo, con mucho cuidado, con un paño suave o con un bastoncillo de algodón para eliminar todas las impurezas solubles. Se deben tomar todas las precauciones necesarias para no rayar la superficie del espejo, sobre todo si este tiene una fina capa protectora que recubre la superficie, o está dotado de un detector de agua o de hielo. Si no se utiliza un filtro de aire, la limpieza habría de efectuarse, al menos, diariamente; en cambio, si se usa un filtro de aire, debería verificarse el estado del mismo cada vez que se realiza una observación. Sería recomendable que el observador no se sitúe demasiado cerca del orificio de aspiración, y que vele para que nada obstruya el orificio que permite la evacuación del aire.

Si, al realizarse la lectura, la temperatura es igual o inferior a 0 °C, el observador tendría que determinar si el espejo está cubierto de agua subfundida o de hielo. Si el instrumento no lo indica automáticamente, habrá de observar el espejo. Se debería comprobar periódicamente el buen funcionamiento de cualquier sistema automático.

Los mejores instrumentos ofrecen una incertidumbre de  $\pm 0,3$  K en un amplio intervalo de medición del punto de rocío (-60 °C a 50 °C).

#### 4.4.4 **Exposición y emplazamiento**

Los criterios de emplazamiento del sensor son iguales a los que se aplican a cualquier higrómetro aspirado. Sin embargo, son menos estrictos que en el caso de un psicrómetro o de un sensor de humedad relativa, debido a que las variaciones de la temperatura del aire ambiente no afectan al punto de rocío o de escarcha de una muestra de aire, siempre que esa temperatura se mantenga estable por encima del punto de rocío. Por lo tanto, no es necesario colocar el sensor en una garita meteorológica sino que debería exponerse en un espacio abierto; por ejemplo, montado sobre un poste y cubierto con una envoltura protectora, con un conducto de aspiración al nivel requerido.

También hay que disponer de un sistema de muestreo del aire. Se trata normalmente de una pequeña bomba que aspira el aire por el conducto de salida previsto en la cámara de medición y lo expulsa lejos del conducto de aspiración. Para que la técnica de muestreo tenga valor debería evitarse la recirculación del aire. En condiciones estables de funcionamiento, el contenido de vapor de agua del aire tendría que ser igual en la salida y en la entrada del sistema de aspiración. La recirculación se puede evitar situando el orificio de evacuación a mayor altura que el de aspiración, aunque esto podría no resultar eficaz en condiciones atmosféricas radiativas cuando existe un gradiente vertical de temperatura negativo.

En los instrumentos que funcionan siempre en el exterior, conviene instalar un filtro de aire que permita la circulación del mismo y que no se bloquee con frecuencia, pues un bloqueo podría ocasionar un descenso importante de la presión del aire a la vez que modificaría la temperatura de condensación en la cámara de medición. Se puede utilizar un filtro de metal sinterizado para capturar todas las partículas de aerosoles, salvo las más pequeñas. Un filtro de metal tiene la ventaja de que puede ser calentado fácilmente con un elemento eléctrico para mantenerlo seco en cualquier circunstancia. Es más sólido que el filtro de membrana y más apropiado para que pasen los flujos de aire relativamente elevados que necesita el método del espejo enfriado, en comparación con el método de sorción. Sin embargo, un filtro metálico puede ser menos resistente que algunas membranas filtrantes a la corrosión ocasionada por los contaminantes atmosféricos.

#### 4.4.5 **Calibración**

El funcionamiento de un higrómetro de espejo utilizado sobre el terreno puede degradarse por diversas razones, por lo que convendría realizar periódicamente comparaciones con un instrumento de referencia, como el psicrómetro de Assmann u otro higrómetro de espejo enfriado. Si el instrumento funciona siempre sobre el terreno, tendrían que llevarse a cabo verificaciones de medición semanales. Cuando se presente la ocasión, debería verificarse su funcionamiento en el punto de rocío y en el punto de helada. Si la temperatura del espejo fuese inferior a 0 °C, habría que examinar visualmente el depósito, siempre que sea posible, para determinar si es agua subfundida o hielo.

Una verificación útil consiste en comparar la medición de la temperatura del espejo con la temperatura del aire mientras no funciona el sistema de control térmico del higrómetro. Se debería ventilar el instrumento y habría que medir la temperatura del aire en la entrada del conducto de aspiración del higrómetro. Esta verificación se hace mejor cuando las condiciones son estables y no se produce condensación. El sensor y el conducto de aire tendrían que estar protegidos de los rayos del sol en equilibrio térmico. Para realizar esa verificación se puede aumentar la velocidad del aire aspirado.

La interfaz del termómetro de espejo se puede calibrar independientemente sobre el terreno, simulando la señal del termómetro. Si se trata de un termómetro con resistencia de platino, puede utilizarse una caja estándar de simulación con resistencia de platino, o una caja de décadas de resistencias y un juego de tablas adecuadas. Se podría necesitar también una interfaz especial de simulación para el sistema de control del higrómetro.

### 4.5 **HIGRÓMETRO DE CONDENSACIÓN DE CLORURO DE LITIO CALENTADO (CÉLULA DE PUNTO DE ROCÍO)**

#### 4.5.1 **Consideraciones generales**

##### 4.5.1.1 **Principios**

Los principios físicos en los que se basa el método de solución salina calentada figuran en la sección 4.1.4.5.2. La presión del vapor en equilibrio en la superficie de una solución saturada de cloruro de litio es excepcionalmente baja. Por lo tanto, una solución de cloruro de litio es extremadamente higroscópica en condiciones normales de humedad atmosférica en la superficie. Si la presión del vapor ambiente es superior a la presión del vapor en equilibrio de la solución, habrá condensación del vapor de agua en la superficie de la solución (por ejemplo, a 0 °C, el vapor de agua se condensa sobre la superficie plana de una solución saturada de cloruro de litio cuando la humedad relativa alcanza solo el 15%).

Se puede obtener un dispositivo de autorregulación termodinámica calentando la solución directamente con una corriente eléctrica que la atraviese, procedente de un aparato de voltaje constante. Conviene utilizar una corriente alterna para impedir la polarización de la solución. A medida que disminuye la conductividad eléctrica disminuye también la corriente calefactora,

y se alcanza un punto de equilibrio, por lo que se mantiene una temperatura constante. Si la solución se enfría, se produce la condensación del vapor de agua, con lo que aumentará la conductividad y la corriente calefactora y se invertirá la tendencia al enfriamiento. Si la solución se calienta por encima del punto de equilibrio, el vapor de agua se evapora ocasionando un descenso de la conductividad y, por lo tanto, una disminución de la corriente calefactora al punto en que las pérdidas térmicas ocasionan un enfriamiento.

De lo anterior, se deduce que para la presión del vapor ambiente existe un límite inferior que puede medirse de esa manera a una temperatura dada. Por debajo de ese valor, la solución salina debería enfriarse para que el vapor de agua se condense. Esto equivaldría al método del espejo enfriado, salvo que en este último la condensación se produce a una temperatura más baja cuando se obtiene la saturación con respecto a una superficie de agua pura, es decir, al punto de rocío ambiente.

Este método presenta un cierto grado de incertidumbre debido a la existencia de cuatro hidratos diferentes de cloruro de litio. A ciertas temperaturas críticas, dos de los hidratos se mantienen en equilibrio con la fase acuosa, y la temperatura de equilibrio obtenida al calentar la solución varía de acuerdo a la transformación en hidrato que se produce posteriormente. En las aplicaciones meteorológicas la incertidumbre mayor ocurre a temperaturas ambiente del punto de rocío inferiores a  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Para un punto de rocío ambiente de  $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$ , la posible diferencia de la temperatura de equilibrio, según la cual se produce una de las dos transformaciones de solución de hidrato, da lugar a una incertidumbre de  $\pm 3,5\text{ K}$  en el valor del punto de rocío obtenido.

#### 4.5.1.2 **Descripción**

El higrómetro de célula de punto de rocío mide la temperatura a la cual la presión del vapor en equilibrio de una solución de cloruro de litio saturada es igual a la presión del vapor de agua ambiente. Las ecuaciones empíricas de transformación, basadas en los datos de tensión saturante del vapor para la solución de cloruro de litio y para el agua pura, permiten deducir la presión del vapor de agua y el punto de rocío ambientes con respecto a una superficie plana de agua pura. A un intervalo de temperaturas del punto de rocío que varía de  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $25\text{ }^{\circ}\text{C}$  corresponde otro de temperaturas de la célula de punto de rocío de entre  $17\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $71\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

#### 4.5.1.3 **Sensores con calefacción directa**

El sensor consta de un tubo, o bobina, que en su interior alberga, en posición axial, un termómetro de resistencia. La superficie externa del tubo está cubierta con un material de fibra de vidrio (en general, una banda enrollada alrededor y a lo largo del tubo) que se impregna de una solución acuosa de cloruro de litio, combinada a veces con cloruro de potasio. Sobre la cubierta de la bobina se enrolla un hilo bifilar de plata o de oro, manteniendo el mismo espacio entre cada vuelta. Se conecta una fuente de corriente alterna a los dos extremos del enrollado bifilar; la corriente proviene normalmente del suministro eléctrico ordinario (50 o 60 Hz). La conductividad eléctrica de la solución de cloruro de litio viene determinada por su grado de concentración. La corriente circula a través de la solución, entre las vueltas adyacentes del enrollado bifilar que actúan como electrodos. La corriente calienta la solución y, por lo tanto, aumenta la temperatura.

Salvo en condiciones de muy baja humedad, la presión del vapor ambiente, a la temperatura del aire ambiente, será superior a la presión del vapor en equilibrio en la superficie de la solución de cloruro de litio, y el vapor de agua se condensará en la superficie de la solución. Dado que la corriente eléctrica calienta la solución, se alcanzará finalmente una temperatura por encima de la cual la presión del vapor en equilibrio será superior a la presión del vapor ambiente; comenzará la evaporación y aumentará la concentración de la solución.

Al estar en funcionamiento, el instrumento alcanza una temperatura de equilibrio que varía en función de la presión del vapor de agua ambiente. Por encima de esa temperatura, la concentración de la solución aumentará por evaporación, y la corriente eléctrica y la calefacción disminuirán; la solución puede sufrir entonces pérdidas de calor que darán lugar a que su



temperatura descienda. Por debajo de la temperatura de equilibrio, la concentración de la solución disminuirá por condensación, la corriente eléctrica y la calefacción aumentarán, y ocasionarán un aumento de la temperatura de la solución. A la temperatura de equilibrio no se produce ni evaporación ni condensación porque la presión del vapor en equilibrio y la presión del vapor ambiente son iguales.

En la práctica, la temperatura de equilibrio medida varía en función de las características de construcción del sensor, y tiende a ser mucho más alta que la prevista a partir de datos sobre la presión del vapor en equilibrio para una solución saturada de cloruro de litio. No obstante, se obtiene una reproducibilidad suficientemente buena para poder utilizar una función de transferencia normalizada para todos los sensores construidos según las mismas especificaciones.

Una ventilación muy fuerte modifica las características de transferencia térmica del sensor y, si la ventilación tiene fluctuaciones, su funcionamiento es inestable.

Para reducir al mínimo los riesgos de un impulso de corriente excesivo al conectar el higrómetro (pues la resistencia de la solución a temperatura ambiente es relativamente baja), con frecuencia se conecta al calefactor una pequeña bombilla que actúa como atenuador de corriente. Esta se selecciona de manera que, a las corrientes normales de funcionamiento de la bobina, la resistencia del filamento sea lo suficientemente baja para que el higrómetro funcione adecuadamente, mientras que la corriente operativa de la bombilla incandescente (incluso para una bobina sin resistencia eléctrica) se mantiene lo suficientemente baja para que no dañe el elemento calefactor.

La presión del vapor en equilibrio de una solución saturada de cloruro de litio varía de acuerdo al hidrato en estado de equilibrio con la solución acuosa. En el rango de temperaturas de la solución correspondientes al intervalo de los puntos de rocío entre  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $41\text{ }^{\circ}\text{C}$ , el cloruro de litio es monohidratado. Por debajo de  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$  se forma el dihidrato, y por encima de  $41\text{ }^{\circ}\text{C}$  el cloruro de litio anhidro. Cerca de los puntos de transición, el funcionamiento del higrómetro es inestable y las lecturas no son precisas. Sin embargo, si se añade una pequeña cantidad de cloruro de potasio (KCl) se puede extender el límite inferior del punto de rocío de  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

#### 4.5.1.4 **Sensores con calefacción indirecta**

Se puede mejorar la exactitud del sistema descrito en la sección 4.5.1.2 si la solución de cloruro de litio se calienta indirectamente. La conductividad de la solución se mide entre dos electrodos de platino y permite controlar un serpentín de calefacción.

#### 4.5.2 **Método operativo**

Una vez tomadas las lecturas de la temperatura de equilibrio de la bobina, una función de transferencia permite obtener la temperatura del punto de rocío.

Se debería evitar cualquier alteración del sensor, pues las variaciones térmicas en la superficie de la bobina modifican la temperatura de equilibrio.

Sería preciso que el instrumento se alimentara permanentemente. Si su temperatura desciende por debajo de la de equilibrio, cualquiera que sea el tiempo que dure el enfriamiento, se producirá una condensación y el electrolito comenzará a gotear.

Se deben realizar periódicamente mediciones de control con un higrómetro de trabajo de referencia y, de ser necesario, hay que limpiar el instrumento y aplicarle de nuevo una solución de cloruro de litio.

Si el fabricante no proporciona un atenuador de corriente, se debería instalar ese dispositivo pues, de lo contrario, el sensor podría resultar dañado por una corriente demasiado alta al conectar el instrumento.

#### 4.5.3 **Exposición y emplazamiento**

El higrómetro debería instalarse al aire libre, en una estructura adecuada que lo proteja de los efectos del viento y de la lluvia. El instrumento necesita también un sistema que permita mantener constante la velocidad del aire aspirado.

El calor que se desprende del higrómetro puede alterar el funcionamiento de otros instrumentos, lo cual habrá de tenerse en cuenta al seleccionar el sitio de instalación.

Los contaminantes atmosféricos afectan el funcionamiento del instrumento, sobre todo las sustancias que se disocian en solución y producen una concentración de iones importante.

#### 4.5.4 **Fuentes de error**

Para medir la temperatura de equilibrio se necesita un termómetro de resistencia eléctrica; las fuentes de error son las asociadas normalmente con la termometría.

La temperatura de equilibrio obtenida está determinada por las propiedades del soluto, por lo que una presencia importante de impurezas tendrá consecuencias imprevisibles.

Las variaciones en la aspiración influyen en los intercambios térmicos y, por lo tanto, en la estabilidad del instrumento. Para que el funcionamiento sea estable, la velocidad del aire aspirado debe ser constante.

#### 4.5.5 **Inspección sobre el terreno y calibración**

Se debería realizar, al menos una vez al mes, una inspección sobre el terreno con un instrumento patrón de trabajo. La calibración de la bobina del termómetro y de la pantalla de visualización de la temperatura habría que llevarla a cabo periódicamente, como se hace con otros termómetros y sistemas de visualización operativos.

#### 4.5.6 **Mantenimiento**

El cloruro de litio debería renovarse con regularidad. Esta operación podría realizarse una vez al mes, pero dependerá del nivel de contaminación atmosférica. Cuando se cambie la solución, será preciso lavar la bobina con agua destilada y aplicar luego una nueva solución. La cobertura protectora se debería limpiar al mismo tiempo.

Para preparar una nueva solución se mezclan 5 partes de cloruro de litio anhidro con 100 partes de agua destilada, en peso, es decir, 1 g de cloruro de litio anhidro por cada 20 ml de agua.

El mantenimiento del sensor de temperatura debería realizarse según las recomendaciones que se aplican a los instrumentos eléctricos utilizados para medir la temperatura del aire, pero teniendo en cuenta la diferencia en el intervalo de temperaturas medidas.

### 4.6 **HIGRÓMETROS ELÉCTRICOS DE RESISTENCIA Y DE CAPACITANCIA**

#### 4.6.1 **Consideraciones generales**

Las propiedades eléctricas de algunos materiales higroscópicos varían en función de la humedad relativa ambiente y solo presentan una pequeña dependencia térmica.

Los sensores eléctricos de humedad relativa se utilizan cada vez más en las aplicaciones que exigen una lectura remota, sobre todo cuando se requiere una visualización directa de



la humedad relativa. Como muchos de esos sensores proporcionan respuestas no lineales relativas a las variaciones de humedad, los fabricantes los equipan frecuentemente con sistemas especiales de procesamiento y visualización de datos.

#### 4.6.2 **Resistencia eléctrica**

En el ámbito de la meteorología se pueden utilizar sensores de plástico tratados químicamente, con una capa superficial conductora de electricidad sobre el sustrato aislante. La resistencia de la superficie varía de acuerdo con la humedad relativa ambiente. El proceso de adsorción predomina sobre el de absorción porque la parte sensible a la humedad de dicho sensor se limita a la capa superficial. Por lo tanto, este tipo de sensor es capaz de responder rápidamente a las variaciones de la humedad ambiente.

Esta clase de sensor comprende varios tipos de instrumentos electrolíticos, en los que la disponibilidad de iones conductores en un electrolito higroscópico es función de la cantidad de vapor de agua adsorbida. El electrolito puede presentarse en varias formas, por ejemplo como una solución líquida o un gel, e incluso una resina intercambiadora de iones. Para evitar la polarización del electrolito, se mide la variación de impedancia respecto de una corriente alterna en vez de una corriente continua. Puede utilizarse un suministro de corriente de baja frecuencia, ya que es la resistencia a la corriente continua la que tiene que ser medida, lo cual posibilita el uso de conductores relativamente largos entre los sensores y su interfaz eléctrica.

#### 4.6.3 **Capacitancia eléctrica**

Este método se basa en las variaciones de las propiedades dieléctricas de un material sólido, higroscópico, en función de la humedad relativa ambiente. En general se utilizan para ello materiales poliméricos. El agua absorbida en el polímero modifica sus propiedades dieléctricas debido al considerable momento dipolar de la molécula de agua.

La parte sensible del sensor de humedad consiste en una delgada hoja polímera dispuesta entre dos electrodos para formar un condensador. La impedancia eléctrica de este condensador proporciona una medida de la humedad relativa. El valor nominal de la capacitancia puede ser de apenas unos pocos o varios cientos de picofaradios, según sea el tamaño de los electrodos y el grosor del material dieléctrico. A su vez, este valor influye en el rango de la frecuencia de excitación utilizado para medir la impedancia del instrumento, que normalmente es de al menos varios kilohercios, y, por lo tanto, requiere que se hagan conexiones cortas entre el sensor y la interfaz eléctrica, a fin de reducir al mínimo los efectos de la capacitancia parásita. Por eso, la interfaz eléctrica está normalmente integrada en el sensor de capacitancia y es necesario tener en cuenta el efecto de la temperatura ambiente en el rendimiento de los componentes del circuito.

#### 4.6.4 **Método de observación**

Los sensores que se basan en las variaciones de las propiedades electrónicas de materiales higroscópicos se utilizan con frecuencia en la lectura remota de la humedad relativa, y en las estaciones meteorológicas automáticas.

#### 4.6.5 **Exposición y emplazamiento**

Los sensores deberían instalarse en una garita meteorológica siguiendo las instrucciones del fabricante relativas al montaje del sensor propiamente dicho. Es obligatorio utilizar filtros protectores. El contacto directo con el agua causa graves daños a los sensores que utilizan como elementos sensibles electrolitos higroscópicos; en consecuencia, habría que tener mucho cuidado para que el agua no llegue al elemento sensible de dichos sensores.

#### 4.6.6 **Inspección sobre el terreno y calibración**

Las inspecciones sobre el terreno y las calibraciones en laboratorio deberían realizarse al igual que para los higrómetros de cabello. Para la mayoría de sensores de este tipo existe equipo auxiliar apropiado que permite realizar controles con soluciones salinas.

#### 4.6.7 **Mantenimiento**

Debería alentarse a los observadores a mantener el higrómetro en perfecto estado de limpieza (véase la sección 4.1.4.10).

### 4.7 **HIGRÓMETROS DE ABSORCIÓN DE RADIACIÓN ELECTROMAGNÉTICA**

Las moléculas de agua absorben la radiación electromagnética (REM) en un intervalo de bandas de onda y de longitudes de onda específicas; esta característica puede utilizarse para medir la concentración molecular del vapor de agua en un gas. Las regiones más utilizadas del espectro electromagnético con este fin son las del ultravioleta y el infrarrojo. Por ello, las técnicas se denominan con frecuencia higrimetría óptica o, más exactamente, higrimetría de absorción de la REM.

El método utiliza las mediciones de la atenuación de la radiación en una banda de ondas que corresponde a la banda de absorción del vapor de agua, a lo largo del trayecto entre la fuente de radiación y un receptor. Existen dos métodos principales para determinar el grado de atenuación de la radiación, a saber:

- a) Transmisión de radiación de banda estrecha, a una intensidad fija, hacia un receptor calibrado. La fuente de radiación más utilizada es el hidrógeno. El espectro de emisión del hidrógeno comprende la línea Lyman alfa a 121,6 nm, que coincide con una banda de absorción del vapor de agua en la región del ultravioleta donde los otros gases atmosféricos comunes tienen un bajo nivel de absorción. La trayectoria de medición es normalmente de unos cuantos centímetros.
- b) Transmisión de radiación en dos longitudes de onda, una de las cuales es fuertemente absorbida por el vapor de agua y la otra no es absorbida, o lo es solo levemente. Si se utiliza una sola fuente para generar la radiación en ambas longitudes de onda, se puede conocer con exactitud la relación de sus intensidades emitidas, de manera que se puede determinar la atenuación de la longitud de onda absorbida midiendo la relación de sus intensidades en el receptor. Para esta técnica, la fuente térmica más utilizada es una bombilla de tungsteno con filtros, que permite aislar dos longitudes de onda en la región del infrarrojo. La medición tiene una trayectoria normalmente superior a 1 m de longitud.

Los dos tipos de higrómetros de absorción de la REM requieren calibración frecuente y resultan más apropiados para medir las variaciones de la concentración de vapor que los niveles absolutos. La aplicación más conocida del higrómetro de absorción de la REM es el control de las variaciones de humedad de frecuencias muy elevadas, pues según el método no es necesario que el detector alcance una presión del vapor de equilibrio con la muestra. La constante de tiempo de un higrómetro óptico es de unos pocos milisegundos. En la actualidad, el uso del higrómetro óptico está limitado a las actividades de investigación.

### 4.8 **SEGURIDAD**

Para medir la humedad se utilizan diversos productos químicos. El personal que manipule esos productos debería conocer siempre sus propiedades. Los productos químicos deberían

conservarse en recipientes seguros, robustos y bien etiquetados, y almacenarse en un lugar adecuado. Las autoridades locales pueden prescribir las instrucciones relativas al uso de material tóxico.

Para medir la humedad se utilizan sobre todo soluciones salinas saturadas. A continuación se ofrecen algunas pautas de seguridad que deben tenerse en cuenta al emplear las sales más utilizadas:

- a) Cloruro de bario ( $\text{BaCl}_2$ ): se presenta en forma de cristales incoloros, muy solubles en agua. Es estable, pero desprende emanaciones tóxicas en caso de incendio. No presenta reacción peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes ni con los combustibles. Si se ingiere, produce náuseas, vómitos, dolores estomacales y diarrea. Es peligroso inhalar el polvo de esta sal. En contacto con la piel y los ojos causa irritación. Lavar con agua abundante y, en caso de ingestión, procurar atención médica.
- b) Cloruro de calcio ( $\text{CaCl}_2$ ): se presenta en forma de cristales incoloros, delicuescentes. Muy soluble en agua, se disuelve con aumento del calor. Da inicio a la polimerización exotérmica del éter metilvinílico. Puede reaccionar con el cinc para liberar hidrógeno. No presenta reacción peligrosa con los ácidos, las bases, los oxidantes ni con los combustibles. Irrita la piel, los ojos y el sistema respiratorio. Si se ingiere, produce irritación gástrica, y la ingestión en grandes cantidades puede causar hipercalcemia, deshidratación y lesiones renales. Lavar con agua abundante y procurar atención médica.
- c) Cloruro de litio ( $\text{LiCl}$ ): se presenta en forma de cristales incoloros; es estable si se mantiene seco y muy soluble en agua. Desprende emanaciones tóxicas en caso de incendio. Si se ingiere, puede modificar el balance iónico de la sangre y producir anorexia, diarrea, vómitos, vértigo y perturbaciones del sistema nervioso central; puede ocasionar también lesiones renales si la persona afectada tiene una dieta baja en sal (se debe beber mucha agua y procurar atención médica). No presenta reacción peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes ni con los combustibles.
- d) Nitrato de magnesio ( $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ ): se presenta en forma de cristales incoloros, delicuescentes y muy solubles en agua. Puede dar inicio a la combustión de material inflamable. La reacción con material reductor puede ser violenta y se puede descomponer espontáneamente en dimetilformamido. Desprende emanaciones tóxicas en caso de incendio (combatir el incendio con agua pulverizada). La ingestión en grandes cantidades puede resultar mortal (beber mucha agua y procurar asistencia médica). En contacto con la piel y los ojos causa irritación (lavar con agua).
- e) Nitrato de potasio ( $\text{KNO}_3$ ): se presenta en forma de cristales blancos o de polvo cristalino; es muy soluble en agua. Es estable, pero desprende emanaciones tóxicas en caso de incendio (combatir el incendio con agua pulverizada). Su ingestión en grandes cantidades produce vómitos, pero se elimina rápidamente por la orina (beber mucha agua). Irrita los ojos (lavar con agua). No presenta reacción peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes ni con los combustibles.
- f) Cloruro de sodio ( $\text{NaCl}$ ): se presenta en forma de cristales incoloros o de polvo blanco; es muy soluble en agua. Es estable y no presenta reacción peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes ni con los combustibles. Su ingestión en grandes cantidades puede ocasionar diarrea, náuseas, vómitos, respiración profunda y acelerada y convulsiones (en casos graves se debe procurar atención médica).

Los consejos relativos a la utilización sin riesgos del mercurio figuran en el capítulo 3 de la parte I (sección 3.2.7).

## 4.9 INSTRUMENTOS DE REFERENCIA Y CALIBRACIÓN

### 4.9.1 Principios relativos a la calibración de los higrómetros

La precisión de la calibración de los sensores de humedad plantea problemas particulares debido, en gran parte, a la cantidad relativamente pequeña de vapor de agua que existe en una muestra de aire a temperaturas normales, pero también por la dificultad general que supone aislar y almacenar gases y, en especial, el vapor de agua. Actualmente está comenzando a surgir un orden jerárquico internacional en materia de trazabilidad de los patrones de referencia de la humedad.

El higrómetro gravimétrico permite establecer un patrón absoluto para la humedad (es decir, una materialización de la definición física de la cantidad de humedad). El psicrómetro de referencia (dentro de su limitado rango) constituye también una especie de patrón primario, ya que es posible calcular su rendimiento. La calibración de los patrones secundarios, de referencia y de trabajo se realiza en varias etapas. En el cuadro 4.3 figura un resumen de los instrumentos patrón de medición de la humedad y sus rendimientos.

**Cuadro 4.3. Instrumentos patrón para la medición de la humedad**

Instrumento patrón	Temperatura del punto de rocío		Humedad relativa (%)	
	Rango (°C)	Incertidumbre (K)	Rango	Incertidumbre
<i>Patrón primario</i>				
Requisito	-60 a -15	0,3	5 a 100	0,2
	-15 a 40	0,1	5 a 100	0,2
Higrómetro gravimétrico	-60 a -35	0,25		
	-35 a 35	0,03		
	35 a 60	0,25		
Generador de humedad patrón de dos temperaturas	-75 a -15	0,25		
	-15 a 30	0,1		
	30 a 80	0,2		
Generador de humedad patrón de dos presiones	-75 a 30	0,2		
<i>Patrón secundario</i>				
Requisito	-80 a -15	0,75	5 a 100	0,5
	-15 a 40	0,25		
Higrómetro de espejo enfriado	-60 a 40	0,15		
Psicrómetro de referencia			5 a 100	0,6
<i>Patrón de referencia</i>				
Requisito	-80 a -15	1,0	5 a 100	1,5
	-15 a 40	0,3		
Psicrómetro de referencia			5 a 100	0,6
Higrómetro de espejo enfriado	-60 a 40	0,3		
<i>Patrón de trabajo</i>				
Requisito	-15 a 40	0,5	5 a 100	2
Psicrómetro de Assmann	-10 a 25		40 a 90	1
Higrómetro de espejo enfriado	-10 a 30	0,5		

La inspección práctica sobre el terreno se realiza frecuentemente por medio de psicrómetros aspirados y sensores del punto de rocío o higrómetros de capacitancia bien diseñados como patrones de trabajo. Estos tipos específicos de patrones deben poder controlarse con patrones de niveles más altos mediante calibraciones muy cuidadosas. Todo instrumento que se utilice como patrón se tiene que calibrar individualmente para todas las variables que forman parte del cálculo de la humedad (temperatura del aire, temperatura del termómetro húmedo, temperatura del punto de rocío, etc.). También deberían controlarse otros factores que afectan el rendimiento de ese tipo de instrumento, por ejemplo el flujo de aire.

#### 4.9.2 Frecuencia y métodos de calibración

Todos los sensores de humedad que se utilizan sobre el terreno requieren una calibración periódica. Para los psicrómetros y los higrómetros de punto de rocío que usan un detector de temperatura, la calibración puede realizarse cada vez que se haga el mantenimiento de rutina. Se efectuará una comparación con un patrón de trabajo, como el psicrómetro de Assmann, al menos una vez al mes.

Conviene utilizar como patrón de trabajo un psicrómetro aspirado de tipo estándar, como el de Assmann, pues tiene la ventaja de que se puede verificar en su totalidad comparando los termómetros seco y húmedo que lo constituyen y, además, porque se sabe si funciona bien cuando el ventilador produce un sonido normal. El instrumento de referencia debería calibrarse a intervalos adecuados en función del tipo de aparato.

Se pueden utilizar soluciones salinas saturadas para los sensores que solo requieren una muestra de poco volumen. Durante la calibración, la temperatura ambiente debe mantenerse estable; por lo tanto, es difícil fiarse del resultado de dichas soluciones sobre el terreno. Cuando se utilizan soluciones salinas con fines de control se debe considerar que el valor nominal de la humedad dada para la solución salina no se remite a ningún patrón primario.

#### 4.9.3 Calibración en el laboratorio

La calibración en el laboratorio es esencial para mantener la precisión, teniendo en cuenta lo siguiente:

- a) Instrumentos patrón de trabajo y sobre el terreno: la calibración en laboratorio de instrumentos patrón de trabajo y sobre el terreno debería realizarse con la misma periodicidad que la de los termómetros en uso. Para hacerlo, el dispositivo del sensor del espejo enfriado se puede tratar separadamente de la unidad de control. El termómetro de espejo tendría que calibrarse por separado, y la unidad de control habría de calibrarse con la misma frecuencia que los demás elementos del equipo electrónico de precisión. La calibración de un instrumento de observación no requiere necesariamente ayuda de un generador de humedad si los componentes se han calibrado separadamente como se ha descrito anteriormente.

El buen funcionamiento de un instrumento se puede verificar en un recinto con condiciones estables comparándolo con un instrumento de referencia, como el psicrómetro de Assmann o un higrómetro patrón de espejo enfriado. Si el instrumento de observación tiene un detector de hielo, convendría controlar también el buen funcionamiento de ese sistema.

- b) Instrumentos de referencia y patrón: la calibración en el laboratorio de instrumentos de referencia y patrón requiere un generador de humedad de precisión y un higrómetro patrón de transferencia apropiado. Los generadores de humedad de dos presiones y de dos temperaturas permiten generar un flujo de aire adecuado, a una temperatura y un punto de rocío predeterminados. La calibración debería realizarse al menos una vez cada 12 meses y para todo el rango correspondiente a la aplicación de referencia del instrumento. La calibración del termómetro de espejo y del sistema de visualización de la temperatura debería llevarse a cabo separadamente, al menos una vez cada 12 meses.

#### 4.9.4 Patrones primarios

##### 4.9.4.1 Higrometría gravimétrica

El método gravimétrico permite obtener una medición absoluta del contenido de vapor de agua en una muestra de aire, en función de su razón de mezcla de humedad. Para ello se extrae el vapor de agua que contiene la muestra, utilizando un desecante cuya masa se conoce, como el pentóxido de difósforo ( $P_2O_5$ ) o el perclorato de magnesio ( $Mg(ClO_4)_2$ ). Se pesa el desecante antes y después de absorber el vapor, y la diferencia permite establecer la masa del vapor de agua. La masa de la muestra seca puede calcularse pesándola (tras la licuefacción para que sea más fácil manipular el volumen de la muestra) o midiendo su volumen (conociendo su densidad).

La complejidad del equipo necesario para llevar a cabo con exactitud el procedimiento descrito limita su aplicación al ámbito del laboratorio. Además, para obtener mediciones exactas se requiere examinar un volumen considerable de la muestra de aire; en la práctica, es necesario que el aire circule de manera constante durante varias horas, según sea la humedad del aire, a fin de que la masa de vapor de agua sea suficiente para obtener una medición exacta del peso. Por lo tanto, el método se emplea solo para obtener un patrón absoluto de referencia. Este tipo de equipo se encuentra sobre todo en los laboratorios de calibración nacional.

##### 4.9.4.2 Generador dinámico de humedad patrón de dos presiones

Este aparato de laboratorio sirve para generar gas húmedo cuya humedad relativa se determina sobre una base absoluta. El gas portador atraviesa una cámara de saturación a la presión  $P_1$  y pasa a una segunda cámara en la cual se produce su expansión isotérmica a una presión inferior  $P_2$ . Ambas cámaras se mantienen a la misma temperatura en un baño de aceite. Según la ley de Dalton de las presiones parciales, la humedad relativa de la mezcla vapor de agua/gas está directamente relacionada con la presión total de cada una de las dos cámaras, es decir, la presión parcial  $e'$  del vapor en la cámara de baja presión tendrá la misma relación que la presión de saturación del vapor  $e'_w$  y la presión total en el saturador de alta presión será igual a la presión total en la cámara de baja presión. De este modo la humedad relativa  $U_w$  viene dada por la ecuación:

$$U_w = 100 \cdot e'/e'_w = 100 \cdot P_1/P_2 \quad (4.5)$$

La relación se mantiene también en la fase sólida si el gas está saturado con respecto al hielo a la presión  $P_1$ :

$$U_i = 100 \cdot e'/e'_i = 100 \cdot P_1/P_2 \quad (4.6)$$

##### 4.9.4.3 Generador dinámico de humedad patrón de dos temperaturas

Este aparato de laboratorio proporciona un flujo de gas húmedo a una temperatura  $T_1$ , con una temperatura de punto de rocío o de punto de escarcha  $T_2$ . Dos baños a temperatura controlada, ambos con intercambiadores térmicos, y uno con un saturador que contiene agua o hielo, sirven para saturar la corriente de aire a la temperatura  $T_1$ , y luego para producir un calentamiento isobárico a la temperatura  $T_2$ . En los aparatos diseñados para uso práctico, el aire circula continuamente para asegurar la saturación. En los instrumentos de control el aire es aspirado a la temperatura  $T_2$  y en baja proporción con respecto a la circulación principal.

#### 4.9.5 Patrones secundarios

Un instrumento patrón secundario debería recibir un cuidadoso mantenimiento. Solo se sacará del laboratorio para calibrarlo con un patrón primario o para compararlo con otros patrones secundarios. Estos últimos pueden servir como patrones de transferencia de los patrones primarios.

Se puede utilizar un higrómetro de espejo enfriado como instrumento patrón secundario en condiciones controladas de temperatura, humedad y presión. Con este fin, el higrómetro debería calibrarse en un laboratorio acreditado, que proporcionará los límites de incertidumbre para todo el intervalo de funcionamiento del instrumento. Esta calibración estará directamente vinculada a un patrón primario y debería efectuarse a intervalos regulares (en general, una vez cada 12 meses).

Las consideraciones generales sobre el higrómetro de espejo enfriado figuran en la sección 4.4. Este método presenta una técnica fundamental para determinar la humedad atmosférica. Si se siguen correctamente las instrucciones del fabricante sobre el mantenimiento y la utilización del instrumento, este puede dar una medición primaria del punto de rocío o del punto de escarcha dentro de los límites de incertidumbre determinados por la correspondencia entre la temperatura de la superficie del espejo y el punto adecuado del ciclo de condensación/evaporación, y la temperatura registrada por el termómetro del espejo en el momento de la observación. Se deben tener en cuenta los efectos Kelvin y Raoult sobre la temperatura de condensación y, con respecto a cualquier variación de la presión del aire causada por la técnica de muestreo, se aplicarán las ecuaciones que figuran en la sección 4.4.1.2.

#### 4.9.6 **Patrones de trabajo (e instrumentos de referencia sobre el terreno)**

Se puede utilizar un higrómetro de espejo enfriado o un psicrómetro de Assmann como patrón de trabajo para realizar las comparaciones en condiciones ambiente sobre el terreno o en el laboratorio. Con este fin, es necesario haber realizado comparaciones a nivel de patrón de referencia. Las comparaciones deberían realizarse al menos una vez cada 12 meses, en un recinto con condiciones estables. El patrón de trabajo necesita un dispositivo de aspiración apropiado para tomar muestras de aire.

#### 4.9.7 **Psicrómetro de referencia de la OMM**

Este tipo de instrumento es fundamentalmente un patrón primario porque se puede calcular su rendimiento. Sin embargo, se utiliza principalmente como instrumento de referencia de alta precisión, en especial para las pruebas de homologación de otros sistemas de instrumentos de observación. Se ha diseñado para que funcione como instrumento autónomo, cerca de una garita meteorológica o de otro instrumento de observación. Se utiliza siguiendo especificaciones precisas. Debería ser empleado por personal competente, con experiencia en trabajos de laboratorio de precisión; se prestará atención particular a la aspiración, y se tomarán las precauciones necesarias para evitar la contaminación del termómetro húmedo por contacto con los dedos o con cualquier otro objeto. Existen, no obstante, pruebas sencillas que permiten validar las lecturas en cualquier momento y que deberían realizarse frecuentemente durante el funcionamiento. En OMM (1992) se describe el psicrómetro y se dan recomendaciones para su uso.

#### 4.9.8 **Soluciones salinas**

Una solución salina permite crear valores característicos de la humedad relativa en el aire por encima de esta. Los valores de humedad relativa dependen de la estructura química de la sal, su concentración y la temperatura. Hay dos tipos de solución salina:

- a) La solución salina no saturada, en forma de ampollas de solución, que crea una atmósfera con cierta humedad relativa. Esas ampollas suelen utilizarse para empapar una almohadilla en un soporte diseñado para exponer un sensor a la humedad producida.
- b) La solución salina saturada, que mantiene una concentración estable de humedad relativa cuando se realizan ambas fases de la sal: cuando la solución está saturada de sal y cuando parte de la sal permanece en fase sólida. En ese caso, la presión de vapor depende solamente de la temperatura.



Para calibrar los sensores de humedad relativa se pueden utilizar recipientes con soluciones salinas saturadas adecuadas. Las sales más utilizadas, y su humedad relativa de saturación a 25 °C, son las siguientes:

Cloruro de bario ( $\text{BaCl}_2$ ): 90,3%  
Cloruro de sodio ( $\text{NaCl}$ ): 75,3%  
Nitrato de magnesio ( $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ ): 52,9%  
Cloruro de calcio ( $\text{CaCl}_2$ ): 29,0%  
Cloruro de litio ( $\text{LiCl}$ ): 11,1%

Es importante que la solución tenga una superficie grande en comparación con la del elemento sensible y el volumen de aire incluido, para que se alcance rápidamente el equilibrio. Se requiere también un orificio de acceso hermético para el sensor de control. La temperatura del recipiente debería medirse y mantenerse a un nivel constante, ya que, para la mayoría de las sales, el grado de humedad de saturación tiene un coeficiente térmico importante.

El empleo de soluciones salinas saturadas exige algunas precauciones. El personal encargado de manipular dichas sales debería conocer su grado de toxicidad y su poder corrosivo. Todas las sales mencionadas anteriormente se pueden utilizar sin peligro, pero se debe evitar su contacto con la piel, su ingestión y la salpicadura en los ojos. Las sales deberían mantenerse siempre en recipientes seguros y con etiquetas que indiquen con toda claridad los peligros que representan. Habría que tomar precauciones al disolver los cristales de cloruro de calcio en agua, porque esta manipulación ocasiona una importante emanación de calor. Los peligros que presentan estos productos químicos se detallan en la sección 4.8.

Las soluciones salinas saturadas son un método práctico para ajustar cierto tipo de higrómetros (de capacitancia), aunque, a efectos de la calibración, debería emplearse también un instrumento de referencia.

---



## ANEXO 4.A. DEFINICIONES Y ESPECIFICACIONES DEL VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA

(adaptado del apéndice B del Volumen I del Reglamento Técnico (OMM-N° 49))

1) **La razón de mezcla  $r$**  del aire húmedo es la relación entre la masa  $m_v$  de vapor de agua y la masa  $m_a$  de aire seco con el que está asociado el vapor de agua:

$$r = \frac{m_v}{m_a} \quad (4.A.1)$$

2) **La humedad específica, concentración de la masa o contenido de humedad  $q$**  del aire húmedo es la relación entre la masa  $m_v$  de vapor de agua y la masa  $m_v + m_a$  de aire húmedo en que está contenida la masa  $m_v$  de vapor de agua:

$$q = \frac{m_v}{m_v + m_a} \quad (4.A.2)$$

3) **Concentración de vapor (densidad de vapor de agua en una mezcla) o humedad absoluta:** en una mezcla de vapor de agua y de aire seco, la concentración de vapor  $\rho_v$  se define como la relación entre la masa de vapor  $m_v$  y el volumen  $V$  ocupado por la mezcla:

$$\rho_v = \frac{m_v}{V} \quad (4.A.3)$$

4) **Fracción molar del vapor de agua de una muestra de aire húmedo:** la fracción molar  $x_v$  del vapor de agua de una muestra de aire húmedo, compuesto de una masa  $m_a$  de aire seco y de una masa  $m_v$  de vapor de agua, se define como la relación entre el número de moles de vapor de agua ( $n_v = m_v/M_v$ ) y el número total de moles de la muestra  $n_v + n_a$ , donde  $n_a$  indica el número de moles de aire seco ( $n_a = m_a/M_a$ ) de la muestra en cuestión. Esto da:

$$x_v = \frac{n_v}{n_a + n_v} \quad (4.A.4)$$

o

$$x_v = \frac{r}{0,62198 + r} \quad (4.A.5)$$

donde  $r$  es la razón de mezcla ( $r = m_v/m_a$ ) del vapor de agua de la muestra de aire húmedo.

5) **La tensión de vapor  $e'$**  del vapor de agua del aire húmedo a una presión total  $p$  y con una razón de mezcla  $r$  se define por:

$$e' = \frac{r}{0,62198 + r} p = x_v \cdot p \quad (4.A.6)$$

6) **Saturación:** se dice que el aire húmedo está saturado, para una presión y una temperatura dadas, si su razón de mezcla es tal que el aire húmedo puede coexistir en equilibrio indiferente con una fase condensada asociada (líquida o sólida) a la misma temperatura y a la misma presión, siendo plana la superficie de contacto entre ambas fases.

7) **Razón de mezcla saturante:** el símbolo  $r_w$  designa la razón de mezcla saturante del aire húmedo con respecto a una superficie plana de la fase líquida asociada. El símbolo  $r_i$  designa la razón de mezcla saturante del aire húmedo con respecto a una superficie plana de la fase sólida asociada. Las fases líquidas y sólidas asociadas de referencia consisten, respectivamente, en agua casi pura y en hielo casi puro, estando presentes en una y otro un poco de aire disuelto.

8) **Tensión saturante del vapor de la fase pura:** la tensión saturante  $e_w$  del vapor acuoso puro con relación al agua líquida es la presión del vapor cuando se halla en estado de equilibrio indiferente con una superficie plana de agua pura a la misma temperatura y presión; lo mismo para  $e_i$  con relación al hielo;  $e_w$  y  $e_i$  son funciones que dependen solamente de la temperatura. Es decir:

$$e_w = e_w(T) \quad (4.A.7)$$

$$e_i = e_i(T) \quad (4.A.8)$$

9) **Fracción molar del vapor de agua en aire húmedo saturado con respecto al agua:** la fracción molar del vapor de agua en aire húmedo saturado con respecto al agua, a una presión  $p$  y a una temperatura  $T$ , es la fracción molar  $x_{vw}$  del vapor de agua de una muestra de aire húmedo, a la misma presión  $p$  y a la misma temperatura  $T$ , que está en equilibrio estable en presencia de una superficie plana de agua que contiene la cantidad de aire disuelto correspondiente al equilibrio. Análogamente,  $x_{vi}$  se utilizará para indicar la fracción molar saturante con relación a una superficie plana de hielo que contiene la cantidad de aire disuelto correspondiente al equilibrio.

10) **Tensión saturante del vapor del aire húmedo:** la tensión saturante del vapor con relación al agua líquida  $e'_w$  del aire húmedo a la presión  $p$  y a la temperatura  $T$  se define por:

$$e'_w = \frac{r_w}{0,62198 + r_w} p = x_{vw} \cdot p \quad (4.A.9)$$

Análogamente, la tensión saturante del vapor con relación al hielo  $e'_i$  del aire húmedo a la presión  $p$  y a la temperatura  $T$  se define por:

$$e'_i = \frac{r_i}{0,62198 + r_i} p = x_{vi} \cdot p \quad (4.A.10)$$

11) **Relaciones entre las tensiones saturantes del vapor de la fase pura y del aire húmedo:** en los intervalos meteorológicos de presiones y temperaturas, las siguientes relaciones tienen un error del 0,5% o menos:

$$e'_w = e_w \quad (4.A.11)$$

$$e'_i = e_i \quad (4.A.12)$$

12) **La temperatura termodinámica del punto de rocío  $T_d$**  del aire húmedo a la presión  $p$  y con una razón de mezcla  $r$  es la temperatura a la cual el aire húmedo, saturado con respecto al agua a la presión dada, tiene una razón de mezcla saturante  $r_w$  igual a la razón de mezcla dada  $r$ .

13) **La temperatura termodinámica del punto de congelación  $T_f$**  del aire húmedo a la presión  $p$  y con la razón de mezcla  $r$  es la temperatura a la cual el aire húmedo, saturado con respecto al hielo a la presión dada, tiene una razón de mezcla saturante  $r_i$  igual a la razón de mezcla dada  $r$ .

14) **La temperatura del punto de rocío y del punto de congelación** así definidas están ligadas con la razón de mezcla  $r$  y la presión  $p$  por las siguientes ecuaciones, respectivamente:

$$e'_w(p, T_d) = f(p) \cdot e_w(T_d) = x_v \cdot p = \frac{r \cdot p}{0,62198 + r} \quad (4.A.13)$$

$$e'_i(p, T_f) = f(p) \cdot e_i(T_f) = x_v \cdot p = \frac{r \cdot p}{0,62198 + r} \quad (4.A.14)$$

15)<sup>1</sup> **La humedad relativa  $U_w$  del aire húmedo con respecto al agua**, a la presión  $p$  y a la temperatura  $T$ , es el coeficiente, expresado en tanto por ciento, entre la fracción molar del vapor de agua  $x_v$  y la fracción molar del vapor de agua saturante  $x_{vw}$  que el aire tendría si estuviera saturado con respecto al agua a la misma presión  $p$  y a la temperatura  $T$ . En consecuencia será:

$$U_w = 100 \left( \frac{x_v}{x_{vw}} \right)_{p,T} = 100 \left( \frac{px_v}{px_{vw}} \right)_{p,T} = 100 \left( \frac{e'}{e'_w} \right)_{p,T} \quad (4.A.15)$$

donde los subíndices  $p, T$  indican que cada término está sometido a las mismas condiciones de presión y temperatura. La última expresión es análoga en su forma a la definición clásica fundada en la ley de Dalton de las presiones parciales.

También  $U_w$  está vinculada a la razón de mezcla  $r$  por la expresión:

$$U_w = 100 \frac{r}{r_w} \cdot \frac{0,62198 + r_w}{0,62198 + r} \quad (4.A.16)$$

donde  $r_w$  es la razón de mezcla saturante a la presión y temperatura del aire húmedo.

16)<sup>1</sup> **La humedad relativa  $U_i$  del aire húmedo con respecto al hielo**, a la presión  $p$  y a la temperatura  $T$ , es el coeficiente, expresado en tanto por ciento, entre la fracción molar del vapor de agua  $x_v$  y la fracción molar del vapor de agua saturante  $x_{vi}$  que el aire tendría si estuviera saturado con respecto al hielo, a la misma presión  $p$  y temperatura  $T$ , lo que da, por analogía con las definiciones que figuran en el párrafo 15:

$$U_i = 100 \left( \frac{x_v}{x_{vi}} \right)_{p,T} = 100 \left( \frac{px_v}{px_{vi}} \right)_{p,T} = 100 \left( \frac{e'}{e'_i} \right)_{p,T} \quad (4.A.17)$$

17) **La humedad relativa para temperaturas inferiores a 0 °C** debe calcularse con respecto al agua líquida. Las ventajas de este procedimiento son las siguientes:

- la mayor parte de los higrómetros, esencialmente sensibles a la humedad relativa, indican la humedad relativa con respecto al agua a todas las temperaturas;
- la mayoría de las nubes a temperaturas inferiores a 0 °C están formadas enteramente o casi enteramente por agua líquida;
- en general no se observan humedades relativas superiores al 100%. Esto es particularmente importante en los informes sinópticos, pues la atmósfera se halla frecuentemente sobresaturada con respecto al hielo a temperaturas inferiores a 0 °C;
- la mayoría de las observaciones de humedad relativa realizadas a temperaturas inferiores a 0 °C se expresan a partir de la saturación con respecto al agua líquida.

18) **La temperatura termodinámica del aire húmedo medida con un termómetro húmedo** a la presión  $p$ , temperatura  $T$  y razón de mezcla  $r$  es la temperatura  $T_w$  lograda por el aire húmedo al ser adiabáticamente saturado a la presión  $p$  por la evaporación en el aire húmedo de agua líquida a la presión  $p$  y temperatura  $T_w$  y que contiene la cantidad de aire disuelto correspondiente al equilibrio con aire saturado de la misma presión y temperatura.  $T_w$  se define por la ecuación:

$$h(p, T, r) + [r_w(p, T_w) - r] h_w(p, T_w) = h(p, T_w, r_w(p, T_w)) \quad (4.A.18)$$

donde:  $r_w(p, T_w)$  es la razón de mezcla del aire húmedo saturado a la presión  $p$  y a la temperatura  $T_w$ ;  $h_w(p, T_w)$  es la entalpía<sup>2</sup> de 1 gramo de agua pura a la presión  $p$  y a la temperatura  $T_w$ ;  $h(p, T, r)$  es la entalpía de  $1 + r_w$  gramos de aire húmedo, compuesto de 1 gramo de aire seco y de  $r$  gramos de vapor de agua, a la presión  $p$  y a la temperatura  $T$ ; y  $h(p, T_w, r_w(p, T_w))$  es la entalpía de  $1 + r_w$  gramos de aire saturado, compuesto de 1 gramo de aire seco y de  $r_w$  gramos de vapor de agua, a la presión  $p$  y a la temperatura  $T_w$ . (Esta es una función de  $p$  y de  $T_w$  solamente, y puede designarse apropiadamente por  $h_{sw}(p, T_w)$ ).

Si el aire seco y el vapor de agua son considerados como gases perfectos con calores específicos constantes, la ecuación se convierte en:

$$T - T_w = \frac{[r_w(p, T_w) - r] L_v(T_w)}{c_{pa} + r c_{pv}} \quad (4.A.19)$$

donde:  $L_v(T_w)$  es el calor de vaporización del agua a la temperatura  $T_w$ ;  $c_{pa}$  es el calor específico del aire seco a presión constante; y  $c_{pv}$  es el calor específico del vapor de agua a presión constante.

Nota: La temperatura termodinámica del termómetro húmedo que acabamos de definir ha sido denominada durante algún tiempo "temperatura de saturación adiabática" por los ingenieros dedicados al acondicionamiento del aire.

<sup>1</sup> Las ecuaciones 4.A.15 y 4.A.17 no se aplican al aire húmedo cuando la presión  $p$  es inferior a la tensión saturante del vapor del agua y hielo puros, respectivamente, a una temperatura  $T$ .

<sup>2</sup> La entalpía de un sistema en equilibrio a una presión  $p$  y a una temperatura  $T$  se define como  $E + pV$ , donde  $E$  es la energía interna del sistema y  $V$  es su volumen. La suma de las entalpías de las fases de un sistema cerrado es constante en los procesos isobáricos adiabáticos.

19) **La temperatura termodinámica del aire húmedo medida con un termómetro recubierto de hielo** a la presión  $p$ , temperatura  $T$  y razón de mezcla  $r$  es la temperatura  $T_i$  a la que el hielo puro a la presión  $p$  se evaporará en aire húmedo para saturarlo adiabáticamente a la presión  $p$  y a la temperatura  $T_i$ . Se trata de saturación con respecto al hielo.  $T_i$  se define por la ecuación:

$$h(p, T, r) + [r_i(p, T_i) - r] h_i(p, T_i) = h(p, T_i, r_i(p, T_i)) \quad (4.A.20)$$

donde:  $r_i(p, T_i)$  es la razón de mezcla del aire húmedo saturado a la presión  $p$  y a la temperatura  $T_i$ ;  $h_i(p, T_i)$  es la entalpía de 1 gramo de hielo puro a la presión  $p$  y a la temperatura  $T_i$ ;  $h(p, T, r)$  es la entalpía de  $1 + r$  gramos de aire húmedo, compuesto de 1 gramo de aire seco y de  $r$  gramos de vapor de agua, a la presión  $p$  y a la temperatura  $T$ ; y  $h(p, T_i, r_i(p, T_i))$  es la entalpía de  $1 + r_i$  gramos de aire saturado, compuesto de 1 gramo de aire seco y de  $r_i$  gramos de vapor de agua, a la presión  $p$  y a la temperatura  $T_i$ . (Esta es una función de  $p$  y de  $T_i$  solamente, y puede designarse apropiadamente por  $h_{si}(p, T_i)$ ).

Si el aire seco y el vapor de agua son considerados como gases ideales con calores específicos constantes, la ecuación se convierte en:

$$T - T_i = \frac{[r_i(p, T_i) - r] L_s(T_i)}{c_p + r c_{pv}} \quad (4.A.21)$$

donde  $L_s(T_i)$  es el calor de sublimación del hielo a la temperatura  $T_i$ .

La relación entre  $T_w$  y  $T_i$ , así definidas, y la temperatura del termómetro húmedo o del termómetro recubierto de hielo indicada por un psicrómetro dado, debe establecerse mediante experimentos cuidadosamente controlados, teniendo en cuenta los diferentes parámetros en cuestión, por ejemplo, la ventilación, las dimensiones del depósito del termómetro y la radiación.

## ANEXO 4.B. FÓRMULAS PARA EL CÁLCULO DE LAS MEDICIONES DE LA HUMEDAD

(véase también la sección 4.1.2)

### Tensión saturante del vapor:

$$e_w(t) = 6,112 \exp [17,62 t / (243,12 + t)]$$

Agua (-45 °C a 60 °C) (fase pura)

$$e'_w(p, t) = f(p) \cdot e_w(t)$$

Aire húmedo

$$e_i(t) = 6,112 \exp [22,46 t / (272,62 + t)]$$

Hielo (-65 °C a 0 °C) (fase pura)

$$e'_i(p, t) = f(p) \cdot e_i(t)$$

Aire húmedo

$$f(p) = 1,0016 + 3,15 \cdot 10^{-6} p - 0,074 p^{-1}$$

[véase la nota]

### Punto de rocío y punto de escarcha:

$$t_d = \frac{243,12 \cdot \ln [e' / 6,112 f(p)]}{17,62 - \ln [e' / 6,112 f(p)]}$$

Agua (-45 °C a 60 °C)

$$t_f = \frac{272,62 \cdot \ln [e' / 6,112 f(p)]}{22,46 - \ln [e' / 6,112 f(p)]}$$

Hielo (-65 °C a 0 °C)

### Fórmulas psicrométricas para el psicrómetro de Assmann:

$$e' = e'_w(p, t_w) - 6,53 \cdot 10^{-4} \cdot (1 + 0,000944 t_w) \cdot p \cdot (t - t_w)$$

Agua

$$e' = e'_i(p, t_i) - 5,75 \cdot 10^{-4} \cdot p \cdot (t - t_i)$$

Hielo

### Humedad relativa:

$$U = 100 e' / e'_w(p, t) \%$$

$$U = 100 e'_w(p, t_d) / e'_w(p, t) \%$$

Símbolos empleados:

$t$  = temperatura del aire (temperatura del termómetro seco)

$t_w$  = temperatura del termómetro húmedo

$t_i$  = temperatura del termómetro engelado

$t_d$  = temperatura del punto de rocío

$t_f$  = temperatura del punto de escarcha

$p$  = presión del aire húmedo

$e_w(t)$  = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al agua a la temperatura del termómetro seco

- $e_w(t_w)$  = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al agua a la temperatura del termómetro húmedo
- $e_i(t)$  = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al hielo a la temperatura del termómetro seco
- $e_i(t_i)$  = tensión saturante del vapor en la fase pura con respecto al hielo a la temperatura del termómetro engelado
- $e'_w(t)$  = tensión saturante del vapor del aire húmedo con respecto al agua a la temperatura del termómetro seco
- $e'_w(t_w)$  = tensión saturante del vapor del aire húmedo con respecto al agua a la temperatura del termómetro húmedo
- $e'_i(t)$  = tensión saturante del vapor del aire húmedo con respecto al hielo a la temperatura del termómetro seco
- $e'_i(t_i)$  = tensión saturante del vapor del aire húmedo con respecto al hielo a la temperatura del termómetro engelado
- $U$  = humedad relativa

Nota: En realidad,  $f$  es una función tanto de la presión como de la temperatura, es decir,  $f = f(p, t)$ , tal como se expone en la introducción del cuadro 4.10 en OMM (1966). En la práctica, la dependencia de la temperatura ( $\pm 0,1\%$ ) es muy inferior a la de la presión (0% a +0,6%), por lo que puede omitirse en la fórmula (véase también el capítulo 10 en OMM (1989a)). Sin embargo, esta fórmula solo debería utilizarse para presiones de alrededor de 1 000 hPa (es decir, medidas en superficie) y no para medidas en altitud, en las que habría que utilizar el cuadro 4.10 en OMM (1966).

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Anderson, P. S., 1995: "Mechanism for the Behavior of Hydroactive Materials Used in Humidity Sensors", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 12, págs. 662 a 667.
- Bindon, H. H., 1965: "A critical review of tables and charts used in psychrometry", en *Humidity and Moisture* (A. Wexler, ed.). Reinhold, Nueva York, vol. 1, págs. 3 a 15.
- Ingleby, B., D. Moore, C. Sloan y R. Dunn, 2013: "Evolution and Accuracy of Surface Humidity Reports", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 30, págs. 2025 a 2043.
- Organización Meteorológica Mundial, 1966: *International Meteorological Tables* (S. Letestu, ed.) (1973 amendment) (WMO-No. 188, TP 94). Ginebra.
- , 1989a: *WMO Assmann Aspiration Psychrometer Intercomparison* (D. Sonntag). Instruments and Observing Methods Report No. 34 (WMO/TD-No. 289). Ginebra.
- , 1989b: *WMO International Hygrometer Intercomparison* (J. Skaar, K. Hegg, T. Moe and K. Smedstud). Instruments and Observing Methods Report No. 38 (WMO/TD-No. 316). Ginebra.
- , 1992: *Measurement of Temperature and Humidity: Specification, Construction, Properties and Use of the WMO Reference Psychrometer* (R. G. Wylie and T. L alas). Technical Note No. 194 (WMO-No. 759). Ginebra.
- , 2011a: *Reglamento Técnico (OMM-Nº 49)*, Volumen I. Ginebra.
- , 2011b: *WMO Field Intercomparison of Thermometer Screens/Shields and Humidity Measuring Instruments* (M. Lacombe, D. Bousri, M. Leroy and M. Mezred). Instruments and Observing Methods Report No. 106 (WMO/TD-No. 1579). Ginebra.
- Sonntag, D., 1990: "Important new values of the physical constants of 1986, vapour pressure formulations based on the ITS-90, and psychrometer formulae", en *Zeitschrift für Meteorologie*, vol. 40, núm. 5, págs. 340 a 344.
- , 1994: "Advancements in the field of hygrometry", en *Zeitschrift für Meteorologie*, vol. 3, núm. 2, págs. 51 a 66.
- Wexler, A. (ed.), 1965: *Humidity and Moisture*, vols. 1 y 3. Reinhold, Nueva York.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 5. MEDICIÓN DEL VIENTO DE SUPERFICIE .....	177
5.1 Generalidades .....	177
5.1.1 Definiciones .....	177
5.1.2 Unidades y escalas .....	178
5.1.3 Requisitos meteorológicos .....	178
5.1.4 Métodos de medición y observación .....	179
5.2 Estimación del viento .....	181
5.2.1 Velocidad del viento .....	182
5.2.2 Dirección del viento .....	182
5.2.3 Fluctuaciones del viento .....	182
5.3 Métodos instrumentales simples .....	182
5.3.1 Velocidad del viento .....	182
5.3.2 Dirección del viento .....	182
5.4 Anemómetros de cazoletas y de hélice .....	183
5.5 Veletas .....	183
5.6 Otros sensores de viento .....	184
5.7 Sensores y combinaciones de sensores para la medición de las componentes .....	185
5.8 Métodos de procesamiento de datos .....	185
5.8.1 Promediado .....	185
5.8.2 Ráfagas máximas y desviaciones típicas .....	186
5.8.3 Recomendaciones relativas al diseño de los sistemas de medición del viento ..	187
5.9 Exposición de los instrumentos de viento .....	188
5.9.1 Problemas de carácter general .....	188
5.9.2 Anemómetros en tierra .....	189
5.9.3 Anemómetros en el mar .....	190
5.9.4 Corrección de la exposición .....	191
5.10 Calibración y mantenimiento .....	192
ANEXO. LONGITUD DE RUGOSIDAD EFICAZ .....	194
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	196



## CAPÍTULO 5. MEDICIÓN DEL VIENTO DE SUPERFICIE

### 5.1 GENERALIDADES

#### 5.1.1 Definiciones

El presente capítulo está basado en las definiciones siguientes (se encontrarán más detalles al respecto en Mazzarella, 1972).

La *velocidad del viento* es una magnitud vectorial tridimensional que experimenta fluctuaciones aleatorias de pequeña escala en el espacio y en el tiempo, que se superponen a un flujo organizado de mayor escala. Esta definición es la utilizada, por ejemplo, para el estudio de la contaminación atmosférica y para el aterrizaje de aeronaves. A los efectos de esta Guía, sin embargo, se considerará que el viento de superficie es fundamentalmente una magnitud vectorial bidimensional definida por dos números que representan la dirección y la velocidad. El grado de fluctuación experimentado por el viento se denomina “rafagosidad”, y las diferentes fluctuaciones, “ráfagas” o “rachas”.

La mayoría de los usuarios de datos sobre el viento necesitan conocer el viento horizontal medio, expresado, por lo general, en coordenadas polares de velocidad y dirección. Cada vez son más las aplicaciones que también precisan información acerca de la variabilidad o rafagosidad del viento. A tal efecto, se utilizan tres magnitudes: la ráfaga o racha máxima y las desviaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento.

Las *magnitudes medias* son variables (por ejemplo, la velocidad horizontal del viento) promediadas a lo largo de un período comprendido entre 10 y 60 minutos. En este capítulo se calculan principalmente promedios correspondientes a intervalos superiores a 10 minutos, como los utilizados con fines de predicción. Normalmente, las estadísticas climatológicas se basan en promedios a lo largo de horas, días y noches. En las aplicaciones aeronáuticas suelen utilizarse intervalos de promediado menores (véase el capítulo 2 de la parte II). Los períodos de promediado inferiores a unos pocos minutos no suavizan suficientemente las fluctuaciones turbulentas naturales del viento; por ello, los “promedios” o “valores medios” de períodos de 1 minuto deberían considerarse como ráfagas largas.

La *ráfaga* (o *racha*) máxima es la velocidad del viento máxima observada en un intervalo de tiempo determinado. En los informes meteorológicos horarios, la ráfaga máxima indica el valor extremo del viento durante la última hora completa.

La *duración de una ráfaga* expresa la duración de una ráfaga máxima observada y viene determinada por la respuesta del sistema de medición. Los sistemas de respuesta lenta suavizan los extremos y miden ráfagas suaves y prolongadas mientras que los sistemas de respuesta rápida pueden registrar ráfagas con frentes de onda abruptos y de corta duración.

Para definir la duración de una ráfaga se utiliza un proceso de medición teórica, consistente en un filtro único que arroja una media móvil de la señal de viento entrante a lo largo de  $t_0$  segundos. Los extremos detectados tras aplicar el filtro se definen como ráfagas máximas de duración  $t_0$ . Se dice que otros sistemas de medición con diversos elementos filtrantes miden las ráfagas de duración  $t_0$  cuando un filtro de media móvil con un tiempo de integración  $t_0$  produce un extremo de la misma magnitud (se encontrará una discusión más detallada en Beljaars, 1987, y OMM, 1987).

La *desviación típica* se calcula a partir de la expresión:

$$s_u = \sqrt{(u_i - U)^2} = \sqrt{\left( \left( \sum (u_i^2) - (\sum u_i)^2 / n \right) / n \right)} \quad (5.1)$$

donde  $u$  es una variable dependiente del tiempo (por ejemplo, la velocidad horizontal del viento) de valor medio  $U$  y el trazo superior indica el promediado a lo largo del tiempo para  $n$  muestras,  $u_i$ . La desviación típica permite caracterizar la magnitud de las fluctuaciones de una variable dada.

La *constante de tiempo* (de un sistema de primer orden) es el tiempo necesario para que un dispositivo detecte e indique aproximadamente un 63% de un cambio en función escalonada.

La *longitud de respuesta* corresponde, en términos aproximados, al recorrido del viento (en metros) necesario para que un anemómetro indique aproximadamente un 63% de un cambio en función escalonada de la velocidad entrante.

El *amortiguamiento crítico* (de un sensor, como por ejemplo una veleta, cuya respuesta se describe mejor mediante una ecuación diferencial de segundo orden) es el valor de amortiguamiento que proporciona la respuesta transitoria más rápida a un cambio brusco sin sobreoscilación.

El *coeficiente de amortiguamiento* es el cociente entre el amortiguamiento real y el amortiguamiento crítico.

La *longitud de onda natural no amortiguada* es el recorrido del viento que sería necesario para que una veleta completara un período de oscilación en ausencia de amortiguamiento. Su valor es inferior en un factor  $\sqrt{1-D^2}$  al de la longitud de onda "amortiguada" real, siendo  $D$  el coeficiente de amortiguamiento.

Se denomina *viento variable sin dirección media* tanto al viento de velocidad inferior a 6 km/h (3 nudos) que presenta una variación total en su dirección igual o superior a 60°, e inferior a 180°, con respecto a la dirección media del viento en los últimos 10 minutos, como al viento cuya variación total en su dirección es igual o superior a 180°.

### 5.1.2 Unidades y escalas

La velocidad del viento debería comunicarse con una resolución de 0,5 m s<sup>-1</sup>, o en nudos (0,515 m s<sup>-1</sup>), redondeada a la unidad más próxima, y, en los informes sinópticos, debería representar un promedio a lo largo de un período de 10 minutos. Para ciertos fines aeronáuticos se necesitan promedios que abarquen un período menor (véase el capítulo 2 de la parte II).

En las claves tradicionalmente utilizadas, la dirección del viento debería expresarse en grados verdaderos a la decena más próxima, mediante una clave de cifrado 01 ... 36 (la clave 2, por ejemplo, indica que la dirección del viento está comprendida entre 15° y 25°), y debería representar un promedio a lo largo de un período de 10 minutos (véase el capítulo 2 de la parte II). En clave BUFR, la dirección del viento debería notificarse en grados verdaderos con resolución de 1°. La dirección del viento se define como la dirección desde la que sopla el viento y se mide en sentido dextrorso a partir del norte geográfico, es decir, del norte verdadero (de conformidad con el Sistema geodésico mundial de 1984 (WGS-84) y su modelo del geoides terrestre de 1996 (EGM-96)).

Se debería comunicar una situación de "calma" cuando la velocidad media del viento sea inferior a 1 nudo. En tales casos, la dirección se expresa con la clave 00.

La dirección del viento, en las estaciones situadas hasta a 1° del polo norte o a 1° del polo sur, debería medirse de modo que el círculo acimutal se alinee de forma que su cero coincida con el meridiano 0° de Greenwich.

### 5.1.3 Requisitos meteorológicos

Las observaciones o mediciones del viento son necesarias para vigilar y predecir el tiempo, para estudiar el clima según la carga de viento, para determinar la probabilidad de daños causados por el viento y evaluar la energía eólica, y para estimar los flujos de superficie, por ejemplo, los

datos de evaporación son necesarios para estudiar la dispersión de la contaminación atmosférica y para aplicaciones agrarias. En el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E) se facilitan los requisitos con respecto al rendimiento. Generalmente basta con una incertidumbre de la velocidad horizontal de  $0,5 \text{ m s}^{-1}$  por debajo de  $5 \text{ m s}^{-1}$ , e inferior al 10% por encima de  $5 \text{ m s}^{-1}$ . La dirección del viento debería medirse con una exactitud de  $5^\circ$ . Además de la velocidad y la dirección medias del viento, son numerosas las aplicaciones para las que es necesario conocer la desviación típica y los valores extremos (véase la sección 5.8.2). La exactitud requerida es fácil de conseguir con los instrumentos modernos. El aspecto más delicado de la observación del viento es la exposición del anemómetro. Dado que es casi imposible encontrar un lugar en que la velocidad del viento sea representativa de un área extensa, se recomienda obtener estimaciones de los errores de exposición (en la sección 5.9 y en el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.B) se señalan los requisitos de emplazamiento y exposición).

Muchas aplicaciones precisan datos sobre la rafagosidad del viento. Estas aplicaciones proporcionan "predicciones inmediatas" de utilidad para el despegue y aterrizaje de aeronaves, para la climatología de la carga de viento y para el estudio de los problemas de dispersión de la contaminación atmosférica y la corrección de las exposiciones. Hay dos variables apropiadas para las lecturas de rutina: la desviación típica de la velocidad y la dirección del viento, y las ráfagas máximas en períodos de 3 segundos (véanse las Recomendaciones 3 y 4 (CIMO-X) (OMM, 1990)).

#### 5.1.4 **Métodos de medición y observación**

El viento de superficie suele medirse utilizando una veleta y un anemómetro de cazoletas o de hélice. Cuando los instrumentos estén momentáneamente fuera de servicio o no se disponga de ellos, la dirección y la fuerza del viento pueden estimarse por métodos subjetivos (en los cuadros 5.1 y 5.2 se indican las equivalencias de velocidad del viento habitualmente utilizadas para tal fin).

Los instrumentos y las técnicas específicamente examinados en este texto son solo algunos de los más convenientes de que se dispone y no constituyen una lista completa. En las referencias y la bibliografía complementaria que aparecen al final de este capítulo se encontrará una lista de publicaciones apropiadas sobre el particular.

Los sensores que se reseñan a continuación son anemómetros de cazoletas y de hélice, y veletas. Con frecuencia se hacen combinaciones de cazoletas y veleta o de hélice y veleta, así como anemómetros únicamente de hélice. Otros sensores clásicos, como el tubo de Pitot, se utilizan menos en la actualidad para las mediciones rutinarias, pero pueden dar resultados satisfactorios, mientras que los nuevos tipos en fase de desarrollo o utilizados como herramientas de investigación podrían servir para esos fines a medida que avancen las tecnologías.

Para casi todas las aplicaciones es necesario medir los promedios de velocidad y de dirección del viento. En muchas de ellas son también necesarios los datos de rafagosidad. Así pues, un sistema de medición del viento no solo consta de un sensor, sino también de un sistema de procesamiento y registro de datos. El procesamiento consiste en calcular los promedios, las desviaciones típicas y los valores extremos. En su forma más simple, el procesamiento puede efectuarse anotando la señal de viento con un registrador de plumilla y estimando la media y el extremo a partir de las lecturas del registro.

**Cuadro 5.1. Equivalencias de la velocidad del viento**

Número de la escala Beaufort y término descriptivo	Velocidad del viento equivalente a una altura tipo de 10 m sobre un terreno plano y descubierta				Especificaciones para estimar la velocidad sobre tierra
	(nudos)	( $m s^{-1}$ )	( $km h^{-1}$ )	( $mi h^{-1}$ )	
0 Calma	< 1	0-0,2	< 1	< 1	Calma; el humo sube verticalmente
1 Ventolina	1-3	0,3-1,5	1-5	1-3	La dirección del viento se define por el humo que se eleva y no por las veletas
2 Flojito (brisa muy débil)	4-6	1,6-3,3	6-11	4-7	El viento se siente en la cara; se mueven las hojas de los árboles; se mueven las veletas comunes
3 Flojo (brisa débil)	7-10	3,4-5,4	12-19	8-12	Las hojas y las ramas de los árboles se agitan constantemente; las banderas se extienden al viento
4 Bonancible (brisa moderada)	11-16	5,5-7,9	20-28	13-18	Se levanta polvo y vuelan papeles pequeños; se mueven las ramas pequeñas de los árboles
5 Fresquito (brisa fresca)	17-21	8,0-10,7	29-38	19-24	Se balancean los árboles pequeños; se forman en los estanques pequeñas olas
6 Fresco (brisa fuerte)	22-27	10,8-13,8	39-49	25-31	Se mueven las ramas grandes de los árboles; silban los hilos del telégrafo; dificultad para mantener abierto el paraguas
7 Frescachón (viento fuerte)	28-33	13,9-17,1	50-61	32-38	Todos los árboles se mueven; dificultad para andar contra el viento
8 Temporal	34-40	17,2-20,7	62-74	39-46	Se rompen las ramas pequeñas de los árboles; generalmente no se puede andar contra el viento
9 Temporal fuerte	41-47	20,8-24,4	75-88	47-54	Se producen ligeros desperfectos en los edificios (caen chimeneas y vuelan tejas) Se observa rara vez
10 Temporal duro	48-55	24,5-28,4	89-102	55-63	Se observa rara vez en tierra; arranca árboles y ocasiona daños de consideración en los edificios
11 Temporal muy duro (borrasca)	56-63	28,5-32,6	103-117	64-72	Muy poco frecuente; ocasiona daños generalizados
12 Temporal huracanado (huracán)	64 o más	32,7 o más	118 o más	73 o más	

**Cuadro 5.2. Equivalencias de la velocidad del viento en zonas árticas y en zonas exentas de vegetación**

Número de la escala Beaufort y término descriptivo	Velocidad del viento equivalente a una altura tipo de 10 m sobre un terreno plano y descubierto				Especificaciones para estimar la velocidad en áreas árticas y en áreas exentas de vegetación
	(nudos)	( $m s^{-1}$ )	( $km h^{-1}$ )	( $mi h^{-1}$ )	
0 Calma	< 1	0-0,2	< 1	< 1	
1 Ventolina	1-3	0,3-1,5	1-5	1-3	Viento no apreciable; el humo asciende de forma casi vertical
2 Flojito (brisa muy débil)	4-6	1,6-3,3	6-11	4-7	El viento se siente en la cara; se mueven las hojas de los árboles
3 Flojo (brisa débil)	7-10	3,4-5,4	12-19	8-12	Se mueve el cabello y ondea la ropa
4 Bonancible (brisa moderada)	11-16	5,5-7,9	20-28	13-18	Se levantan polvo y papeles sueltos; se revuelve el cabello
5 Fresquito (brisa fresca)	17-21	8,0-10,7	29-38	19-24	La fuerza del viento se siente sobre el cuerpo; marca el límite del viento agradable en tierra
6 Fresco (brisa fuerte)	22-27	10,8-13,8	39-49	25-31	Cierta dificultad para caminar
7 Frescachón (viento fuerte)	28-33	13,9-17,1	50-61	32-38	Dificultad para caminar contra el viento
8 Temporal	34-40	17,2-20,7	62-74	39-46	Dificultad para mantener el equilibrio caminando
9 Temporal fuerte	41-47	20,8-24,4	75-88	47-54	Peligro de ser derribado
10 Temporal duro	48-55	24,5-28,4	89-102	55-63	Arranca árboles y causa daños estructurales considerables
11 Temporal muy duro (borrasca)	56-63	28,5-32,6	103-117	64-72	
12 Temporal huracanado (huracán)	64 o más	32,7 o más	118 o más	73 o más	

## 5.2 ESTIMACIÓN DEL VIENTO

En ausencia de un equipo de medición del viento, las observaciones deben efectuarse mediante estimación. Los errores de observación que esto conlleva pueden ser considerables, pero, siempre que las observaciones se lleven a cabo con precaución, el método se justifica, ya que proporciona datos que de otro modo no estarían disponibles. Cuando en algunas estaciones se obtengan datos de viento mediante estimación en lugar de por medición, ya sea con carácter temporal o permanente, esta circunstancia debería quedar documentada en los registros de la estación y estar a disposición de los usuarios de los datos.

### 5.2.1 **Velocidad del viento**

Las estimaciones se basan en el efecto del viento sobre objetos móviles. Si bien se puede utilizar prácticamente cualquier objeto sostenido por un soporte que pueda moverse libremente bajo la influencia del viento, resultarán especialmente útiles las especificaciones descriptivas de la escala Beaufort de la fuerza del viento, reproducidas en los cuadros anteriores.

Para realizar las estimaciones, el observador (y el objeto sensible al viento) debe estar situado en un terreno llano abierto, carente de obstáculos en la medida de lo posible. Conviene tener siempre presente que incluso los obstáculos más pequeños pueden dar lugar a cambios importantes de la velocidad del viento y desviaciones de su dirección, especialmente a sotavento.

### 5.2.2 **Dirección del viento**

Cuando no se disponga de instrumentos o el equipo instrumental esté fuera de servicio, la dirección del viento se debería estimar observando la deriva del humo que sale por una chimenea elevada, el movimiento de las hojas, etc., en terreno abierto, o bien la orientación de un banderín o de una serpentina sujeta a un mástil alto. Podrán servir también las mangas de viento de los aeropuertos cuando la velocidad del viento sea suficiente para moverlas.

Sea cual sea el medio utilizado, es probable que se cometan errores de perspectiva, a menos que el observador se coloque de pie verticalmente bajo el indicador. Debería procurarse no confundir las turbulencias locales causadas por edificios u otros obstáculos con la deriva general del viento.

En un lugar abierto, la dirección del viento de superficie puede estimarse con bastante exactitud si el observador se coloca de cara al viento. No debería tenerse en cuenta el movimiento de las nubes, por bajas que estas sean.

### 5.2.3 **Fluctuaciones del viento**

No se debería intentar estimar las ráfagas máximas o las desviaciones típicas sin contar con los instrumentos y dispositivos de registro apropiados.

## 5.3 **MÉTODOS INSTRUMENTALES SIMPLES**

En las estaciones donde no es posible instalar anemómetros clásicos, se podría proporcionar al observador instrumentos simples y de muy bajo costo como ayuda para realizar mediciones algo más fiables que las obtenidas por mera estimación.

### 5.3.1 **Velocidad del viento**

En caso de utilizarse un anemómetro de mano, sería preciso configurarlo y leerlo con arreglo a las instrucciones del fabricante. La observación se debería efectuar en un lugar bien expuesto al viento, y no a sotavento de obstáculos tales como edificios, árboles o lomas. Si ello no fuera posible, el lugar de observación debería estar situado a suficiente distancia de los obstáculos, concretamente a no menos de 10 veces la altura del obstáculo y, con viento frontal o lateral, a no menos del doble de su altura.

### 5.3.2 **Dirección del viento**

La dirección puede estimarse con una veleta (o un banderín) instalada en un mástil y provista de indicadores que señalen los principales puntos cardinales. La veleta deberá observarse desde

abajo y la dirección del viento podrá estimarse en el más próximo de los 16 puntos de la brújula. Si la veleta oscilara con el viento, se debe considerar que la dirección del viento es la dirección media en torno a la cual se producen las oscilaciones.

#### 5.4 ANEMÓMETROS DE CAZOLETAS Y DE HÉLICE

Los anemómetros de cazoletas y de hélice se utilizan habitualmente para determinar la velocidad del viento. Constan de dos componentes: el rotor y el generador de señales. En los sistemas adecuadamente diseñados, la velocidad angular del rotor de cazoletas o de la hélice es directamente proporcional a la velocidad del viento o, más precisamente, en el caso del rotor de hélice, a la componente de la velocidad del viento paralela al eje de rotación. Asimismo, presentan una calibración lineal independiente de la densidad del aire, un buen cero y una gran estabilidad, y se pueden fabricar en serie fácilmente. Cerca del umbral de arranque, por ejemplo para velocidades del viento inferiores a  $4 \text{ m s}^{-1}$ , la calibración de los anemómetros de cazoletas puede desviarse considerablemente de la linealidad cuando el brazo que conecta la cazoleta al eje de rotación es mucho más largo que el diámetro de aquella (Patterson, 1926).

El tipo de respuesta de los anemómetros de cazoletas y de hélice a las variaciones de la velocidad del viento puede expresarse en función de una longitud de respuesta, cuya magnitud es directamente proporcional al momento de inercia del rotor y, además, depende de varios factores geométricos (Busch y Kristensen, 1976; Coppin, 1982).

La mayoría de los sensores de cazoletas y de hélice reaccionan más rápidamente en caso de aceleración que de desaceleración, por lo que la velocidad media obtenida a partir de sus rotores sobrestima la velocidad media real del viento. Además, las fluctuaciones de la velocidad vertical pueden inducir un exceso de velocidad de los anemómetros de cazoletas, debido a una menor interferencia de las cazoletas en condiciones de flujo oblicuo (MacCready, 1966). El exceso de velocidad total puede llegar a ser del 10% con ciertos diseños y en determinadas condiciones de viento turbulento (anemómetros de cazoletas a 10 m de altura con una longitud de respuesta de 5 m en terreno muy accidentado; Coppin, 1982). Este efecto puede minimizarse seleccionando anemómetros de respuesta rápida: o bien de cazoletas con diseños verificados que presenten una respuesta conforme a la ley de los cosenos, o bien veletas de hélice que carezcan prácticamente de una componente vertical de exceso de velocidad. Si no fuera posible estudiar la respuesta en un túnel de viento, los anemómetros operativos podrán compararse sobre el terreno con un anemómetro calibrado (Albers y otros, 2000).

Tanto los rotores de cazoletas como los de hélice giran con una velocidad angular directamente proporcional a la velocidad o a la componente axial, por lo que resultan particularmente convenientes para activar diversos tipos de generadores de señales. A este respecto se han utilizado generadores de corriente alterna y continua, generadores de impulsos ópticos y magnéticos, y contadores y registradores de vueltas (OMM, 2001). La elección del generador de señales o transductor dependerá en gran medida del tipo de procesador de datos y del sistema de lectura que se utilice. Convendría asegurarse de que los cojinetes y el generador de señales tengan pares de arranque y rozamiento durante el funcionamiento bajos, y de que el momento de inercia del generador de señales no reduzca demasiado la respuesta. Cuando la transmisión se realice a larga distancia, las señales de tensión disminuirán debido a las pérdidas por resistencia del cable y serán, por consiguiente, inferiores a las señales de frecuencia en impulsos, que no resultan afectadas en la misma medida durante la transmisión.

Las características requeridas y posibles de los sensores de velocidad del viento figuran en el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E).

#### 5.5 VELETAS

Para obtener una medición satisfactoria es necesario que la veleta esté bien equilibrada, de modo que no adopte una posición de preferencia cuando el eje no sea vertical. Si la veleta tiene



aletas múltiples, estas deberían preferiblemente ser paralelas al eje de la veleta, ya que una veleta con dos aletas en ángulos  $> 10^\circ$  respecto de su eje presenta dos posiciones de equilibrio, cada una de las cuales difiere considerablemente de la dirección del viento real (Wieringa y van Lindert, 1971).

La respuesta de las veletas clásicas, de pequeño amortiguamiento, a un cambio repentino de la dirección del viento se caracteriza normalmente por un movimiento excesivo y oscilaciones en torno a su posición verdadera, de tal modo que la amplitud disminuye de manera aproximadamente exponencial. Se utilizan dos variables para definir esta reacción: la "frecuencia natural no amortiguada" o "longitud de onda", y el "coeficiente de amortiguamiento", que es el cociente entre el amortiguamiento real y el crítico (MacCready, 1966; Mazzarella, 1972). Se considera que los coeficientes de amortiguamiento comprendidos entre 0,3 y 0,7 son adecuados, no presentan una sobreoscilación excesiva y tienen una respuesta razonablemente rápida (Wieringa, 1967). Cuando se desee calcular una media correspondiente a un período relativamente largo a partir de datos captados a intervalos cortos, es evidente que resultarán aceptables coeficientes de amortiguamiento menores.

El generador de señales consiste básicamente en un transductor de eje que transmite los movimientos angulares. Se han empleado dispositivos de muchos tipos con buenos resultados en potenciómetros, sincronizadores de corriente alterna y continua, discos digitales de codificación angular, cuadrantes de lectura directa y conmutadores giratorios. La elección del generador de señales dependerá en gran medida del tipo de procesador de datos y del sistema de lectura que se utilice. Convendría asegurarse de que los cojinetes y el generador de señales tienen pares de arranque y de rozamiento durante el funcionamiento bajos. El método de registro más simple consiste en acoplar una lámina en torno a un cilindro que está en rotación con el eje de la veleta, sobre el que desciende lentamente un instrumento de plumilla.

La exactitud absoluta de las mediciones de dirección dependerá también del cuidado con que se haya alineado el instrumento respecto al norte verdadero. Las características necesarias y posibles de las veletas figuran en el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E).

## 5.6 OTROS SENSORES DE VIENTO

Para medir la velocidad y la dirección del viento pueden utilizarse diversos principios físicos, que presentan ventajas e inconvenientes. A menudo se han desarrollado sistemas nuevos para fines específicos, como las fluctuaciones de pequeña escala o los estudios de contaminación atmosférica (véase, por ejemplo, Smith, 1980). Otros tipos de sensores son:

- a) Los anemómetros de tubo de Pitot, que miden el exceso de presión en un tubo que se mantiene alineado con el vector de viento mediante una veleta (véanse Gold, 1936, y OMM, 1984a, para una descripción del anemómetro de Dines). El sistema de registro lineal de Dines aborda el problema del promediado de la velocidad causado por la relación cuadrática entre la velocidad del viento y la presión, y proporciona además unos registros útiles de la rafagiosidad sin necesidad de energía eléctrica.
- b) Los anemómetros sónicos, que miden el tiempo transcurrido entre la emisión y la recepción de un impulso ultrasónico que se desplaza a lo largo de una distancia fija (Kaimal, 1980). Dado que los anemómetros sónicos no tienen piezas móviles (en razón de su principio básico de funcionamiento), su durabilidad es alta y su exactitud se deteriora muy poco.
- c) Los anemómetros de disco caliente (instrumentos de estado sólido desarrollados recientemente), que miden el gradiente de temperatura a través de un ensamblaje de chips proporcionando así la velocidad y la dirección del viento con un grado de exactitud acorde con las especificaciones del capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E) (Van Oudheusden y Huijsing, 1991; Makinwa y otros, 2001). Son resistentes y estables en la calibración, pero la experiencia práctica con ellos es, hasta la fecha, limitada.



- d) Los anemómetros de hilo caliente, que miden el enfriamiento de hilos finos a alta temperatura. Para usos operativos son bastante poco fiables, tanto por su fragilidad excesiva como por los cambios de su calibración, bastante rápidos, en entornos poco limpios o húmedos. Se recomienda no utilizarlos en condiciones de precipitación.
- e) Las antiguas veletas de placa movable, que son ligeramente mejores que la ausencia total de instrumentos.
- f) Las técnicas de teledetección de viento mediante ondas acústicas (sodar), luminosas (lidar) o electromagnéticas (radar), que son inhabituales en las redes meteorológicas ordinarias y no se abordarán en la presente Guía. Se encontrarán más detalles al respecto en Lenschow (1986).

## 5.7 **SENSORES Y COMBINACIONES DE SENSORES PARA LA MEDICIÓN DE LAS COMPONENTES**

Las hélices, que responden únicamente a la componente de la velocidad del viento paralela al eje de rotación del rotor, se pueden instalar perpendicularmente para obtener dos lecturas directamente proporcionales a las componentes de las direcciones del eje. Otros sensores, como los anemómetros sónicos de dos ejes, realizan la misma función, aunque necesitan de unos dispositivos electrónicos más sofisticados. Las hélices perpendiculares tienen el inconveniente de que, con ellas, es difícil de conseguir una respuesta que sea exactamente conforme a la ley de los cosenos (es decir, sensibilidad a una sola componente). También es posible utilizar una combinación de anemómetros de cazoletas y de veleta o una veleta de hélice cuando las componentes de la velocidad se calculan a partir de los valores medidos de velocidad y dirección del viento.

## 5.8 **MÉTODOS DE PROCESAMIENTO DE DATOS**

Las señales obtenidas de las combinaciones de anemómetros y veletas pueden procesarse y promediarse de muy diversas maneras. Antes de examinar los aspectos de todo el proceso de medición del viento (exposición, detección, transmisión, filtrado, registro y procesamiento de datos), conviene abordar el problema del promediado. La presente Guía trata sobre los datos siguientes: viento horizontal medio (componentes o velocidad/dirección), desviaciones típicas y ráfaga máxima.

### 5.8.1 **Promediado**

En principio, el promediado de los vectores de viento o de sus componentes es una tarea simple, aunque plantea algunos problemas. El primero de ellos estriba en que la velocidad vectorial media en la dirección media del viento  $U$  es ligeramente inferior al promedio de todas las velocidades del viento instantáneas, generalmente en varias unidades por ciento (MacCready, 1966; Wieringa, 1980a). En caso necesario, esta situación puede corregirse si se mide la desviación típica de la dirección del viento  $s_d$ ; con respecto al cociente de  $U$  y el promedio de las velocidades del viento instantáneas, se tiene (Frenkiel, 1951):

$$U / \sqrt{(u_i^2 + v_i^2)} = 1 - s_d^2 / 2 \quad (5.2)$$

Este efecto de turbulencia transversal al viento suele confundirse con la sobrestimación (exceso de velocidad), causando así distorsiones en la desviación típica  $s_u$  (véase la sección 5.4).

El segundo problema es la discontinuidad de la dirección del viento entre  $0^\circ$  y  $360^\circ$ . Este problema puede resolverse registrando los datos en un cilindro, ampliando la horquilla de valores del registrador (por ejemplo, hasta  $540^\circ$  en el caso de un dispositivo automático que conmute la horquilla de valores de 0 a  $360$  y de  $540$  a  $180$ ), o mediante un algoritmo informático

que genere muestras sucesivas en una función continua añadiendo o restando  $360^\circ$  en caso necesario. La imposibilidad de ajustar completamente la respuesta de primer orden de un anemómetro de cazoletas y la respuesta de segundo orden de una veleta constituye un problema menor, ya que las diferencias de respuesta están reflejadas solo en la parte de las fluctuaciones que corresponde a las altas frecuencias.

Desde el punto de vista teórico, es preferible promediar las componentes que calcular por separado la media de la velocidad y de la dirección. Las diferencias son, sin embargo, muy pequeñas y, en la mayoría de las aplicaciones, los promedios de las componentes se pueden deducir fácilmente de los promedios de velocidad y de dirección. Esta consideración también es aplicable a las desviaciones típicas correspondientes. Desde el punto de vista técnico, es preferible tratar de forma independiente la velocidad y la dirección por varias razones. En primer lugar, el tratamiento por separado de las señales de la velocidad y de la dirección implica que un instrumento puede seguir funcionando cuando el otro falla. En segundo lugar, esta reducción de datos plantea menos dificultades que en aquellos casos donde haya que calcular las diversas componentes. Por último, el tratamiento independiente de la velocidad y de la dirección es compatible con los usos habituales (incluidas las claves SYNOP y SHIP).

Los promedios de la velocidad horizontal del viento se pueden obtener mediante diversos dispositivos mecánicos y eléctricos. El ejemplo más simple es posiblemente el registrador mecánico de recuento del número de revoluciones de un anemómetro de cazoletas que se utiliza habitualmente para medir el recorrido del viento durante un intervalo de tiempo de promediado previamente seleccionado. En el extremo opuesto, se pueden utilizar dispositivos muy complejos, como los generadores de impulsos eléctricos, que activan procesadores digitales para usos especiales capaces de calcular fácilmente los promedios, las ráfagas máximas y las desviaciones típicas.

Si la velocidad y la dirección del viento se registran en forma de gráfico continuo, un observador puede estimar con bastante exactitud los promedios de 10 minutos con un registrador de plumilla. La señal de viento registrada puede utilizarse también para determinar las ráfagas máximas. La lectura de los cuadrantes o medidores permitirá hacerse una idea de la velocidad del viento y de su variabilidad pero como los resultados pueden tener grandes errores, las medias no son fiables. Las lecturas instantáneas son, por consiguiente, menos apropiadas para obtener promedios de 10 minutos para informes meteorológicos ordinarios.

### 5.8.2 **Ráfagas máximas y desviaciones típicas**

El cálculo o registro de las fluctuaciones del viento es extremadamente sensible a la respuesta dinámica de todos los elementos del proceso de medición, en particular a la longitud de respuesta y al coeficiente de amortiguamiento de los sensores. Además, la respuesta dinámica del sistema en su conjunto determina la duración de las ráfagas máximas, tal como se define en la sección 5.1.1. Con los sistemas de respuesta lenta se hacen más difusos los valores extremos y se registran grandes ráfagas de pequeña amplitud, mientras que los de respuesta rápida registran ráfagas máximas intensas y breves (ráfagas de corta duración). Es evidente que la respuesta dinámica de los sistemas de medición del viento se debe diseñar adecuadamente para obtener ráfagas o desviaciones típicas que sean exactas, fiables y compatibles entre estaciones.

Antes de especificar las características de respuesta apropiadas de los sistemas de medición del viento, es necesario definir la duración de ráfaga que exija la aplicación de que se trate. Los valores extremos se utilizan principalmente como medio de aviso y para la climatología de cargas máximas sobre edificios, construcciones y aeronaves. Es importante comprender que las ráfagas más breves no tienen ni la duración ni la extensión horizontal suficientes para causar todo su efecto dañino sobre las grandes construcciones. En OMM (1987) se concluye que la mayoría de los usuarios potenciales aceptan una duración de ráfaga de aproximadamente 3 segundos. Las ráfagas que persisten durante unos 3 segundos corresponden a un "recorrido del viento" (duración del viento multiplicada por la velocidad media) del orden de 50 a 100 m en condiciones de viento fuerte. Estos valores son suficientes para incidir en estructuras de tamaño suburbano o urbano ordinario y exponerlas íntegramente a la carga de una ráfaga potencialmente dañina.

Es fácil calcular la desviación típica de la dirección y de la velocidad del viento utilizando equipos de microcomputadora y obteniendo muestras de las señales a intervalos de aproximadamente 1 segundo. Las frecuencias de muestreo no deberían ser demasiado grandes, ya que el propio sensor aminora los resultados por encima de un múltiplo de su distancia de respuesta (Wieringa, 1980b). En la mayoría de los casos será adecuada una frecuencia de muestreo de 0,25 Hz, aunque todo dependerá de la distancia de respuesta del sensor y de la velocidad del viento. En el capítulo 2 de la parte IV se ofrece un análisis detallado de la teoría con respecto a las señales de los sensores de muestreo.

El cálculo simultáneo de la desviación típica de la velocidad horizontal del viento en períodos de 10 minutos, junto con la detección de ráfagas con una duración de varios segundos, fija unos requisitos interesantes para los filtros electrónicos. Las ráfagas son el elemento más crítico del proceso de filtrado, por lo que en la práctica el sistema estará optimizado para ellas. Todo filtro de paso bajo utilizado para la detección de ráfagas máximas medidas con anemómetros rápidos, y suavizadas a lo largo de varios segundos, podrá reducir en hasta un 10% el valor de la desviación típica. Este resultado se puede subsanar si las variables de filtrado del proceso de medición se documentan correctamente. En la práctica, la reducción suele ser menor, ya que la desviación típica aumenta cuando la velocidad media del viento exhibe una tendencia positiva o negativa. Alternativamente, es posible registrar por separado la señal no filtrada, con el fin de medir una desviación típica sin error sistemático. En la sección siguiente se ofrecen recomendaciones con respecto a los sistemas de medición del viento y se mencionan los valores exactos de los parámetros del filtro.

Para determinar con exactitud las ráfagas máximas es conveniente muestrear la señal filtrada del viento cada 0,25 segundos (4 Hz de frecuencia). Pueden utilizarse frecuencias de muestreo menores, pero se debería tener en cuenta que en ese caso el valor máximo estimado será generalmente inferior, porque la señal filtrada puede alcanzar el valor extremo entre las muestras.

Sin contar el amortiguamiento inercial de la veleta, debería evitarse todo filtrado ulterior para determinar la dirección del viento. Ello quiere decir que la desviación típica de la dirección del viento puede calcularse dentro del 2% con la mayoría de las veletas.

Para determinar con exactitud la desviación típica de la dirección del viento será necesaria una resolución mínima del proceso de digitalización, que suele tener lugar en el eje de la veleta mediante un codificador digital. Para ello, será más que suficiente una resolución de 7 bits, puesto que así todavía se puede medir una desviación típica de 5° con una exactitud del 1% (OMM, 1987).

### 5.8.3 **Recomendaciones relativas al diseño de los sistemas de medición del viento<sup>1</sup>**

Los sistemas de medición del viento se pueden diseñar de muchas maneras, y resulta imposible describir todas las opciones técnicas en esta Guía. A continuación se abordan dos ejemplos habituales, uno de ellos con tratamiento principalmente analógico de señales y el otro con procesamiento digital (OMM, 1987).

El primer sistema consiste en un anemómetro con una longitud de respuesta de 5 m, un generador de impulsos que opera con una frecuencia proporcional a la velocidad de rotación del anemómetro (preferiblemente, varios impulsos por rotación), un contador de impulsos a intervalos de 0,25 segundos y un microprocesador que calcula promedios y desviaciones típicas en intervalos de 10 minutos, con unas muestras extraídas cada 0,25 segundos. El extremo se determinará a partir de promedios de 3 segundos, estableciendo la media de las 12 últimas muestras. Este proceso deberá tener lugar cada 0,25 segundos (superponiendo promedios de 3 segundos cada 0,25 segundos). La dirección del viento se mide con una veleta que tiene una longitud de onda no amortiguada de 5 m, un coeficiente de amortiguamiento de 0,3 y un codificador digital de 7 bits capaz de sacar muestras por segundo. Cada 10 minutos el sistema

<sup>1</sup> Recomendado por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su décima reunión (1989).

calcula los promedios y las desviaciones típicas, y además verifica la continuidad de las muestras sucesivas. Si dos muestras sucesivas difieren en más de  $180^\circ$ , la diferencia puede corregirse sumando o restando  $360^\circ$  al valor de la segunda muestra. Con longitudes de respuesta de 5 m para el anemómetro y la veleta (con un coeficiente de amortiguamiento de 0,3 y una longitud de onda no amortiguada de 10 m), las desviaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento se reducen en torno a un 7% y un 2%, respectivamente. La duración de la ráfaga correspondiente a todo el proceso de medición (conforme se define en la sección 5.1.1) es de aproximadamente 3 segundos.

El segundo sistema consiste en un anemómetro con una longitud de respuesta de 5 m, un generador de tensión que produce un voltaje proporcional a la velocidad de rotación del anemómetro, un convertidor analógico-digital que actúa cada segundo y un dispositivo de procesamiento digital de las muestras. La parte correspondiente a la medición de la dirección del viento consta de una veleta con una longitud de onda no amortiguada de 5 m y un coeficiente de amortiguamiento de 0,3, un conversor analógico-digital que actúa cada segundo y un dispositivo de cálculo digital de los promedios y las desviaciones típicas. Para determinar las ráfagas máximas se filtrará la tensión con un filtro de primer orden y una constante de tiempo de 1 segundo, efectuando una conversión analógico-digital cada 0,25 segundos. Con respecto al filtrado, este sistema es ligeramente diferente del primero en el sentido de que las desviaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento se filtran en un 12% y un 2%, respectivamente, mientras que la duración de la ráfaga es de aproximadamente 3 segundos. El sistema también puede utilizarse con un registrador de plumilla conectado a la salida analógica, en lugar de al convertidor analógico-digital. En ese caso solo será posible leer promedios y valores extremos, mientras que la duración de la ráfaga será de unos 3 segundos, a menos que el registrador de plumilla responda más lentamente que el filtro de primer orden.

El procedimiento de tratamiento de señales anteriormente descrito es conforme a la Recomendación 3 (CIMO-X) (OMM, 1990), y garantiza una exactitud óptima. Sin embargo, es bastante complicado y difícil, ya que implica la superposición de promedios y una frecuencia de muestreo relativamente elevada. Para muchas aplicaciones se admite que se reduzca el ritmo de muestreo a una muestra cada 3 segundos, siempre y cuando las medias de la señal del viento se calculen cada 3 segundos (es decir, a intervalos que no se superpongan). De esta manera, la duración de las ráfagas es de unos 5 segundos y la desviación típica se reduce un 12% (Beljaars, 1987; OMM, 1987).

## 5.9 EXPOSICIÓN DE LOS INSTRUMENTOS DE VIENTO

### 5.9.1 Problemas de carácter general

La velocidad del viento aumenta de forma considerable con la altura, particularmente en terrenos accidentados. Por esa razón, se ha definido una altura estándar de 10 m por encima del terreno abierto para la exposición de los instrumentos de viento. Con respecto a la dirección del viento, el desplazamiento correspondiente a un intervalo de altura de ese orden es relativamente pequeño y se puede ignorar en las mediciones del viento de superficie. Un emplazamiento óptimo para realizar observaciones del viento es un lugar donde el viento observado es representativo del existente sobre una zona de por lo menos algunos kilómetros, o puede corregirse fácilmente para que lo sea.

En un terreno irregular, con obstáculos, o cuya superficie esté cubierta de manera no homogénea, la velocidad y la dirección del viento pueden variar considerablemente. Con frecuencia es posible introducir correcciones y empieza a disponerse de las herramientas necesarias para calcularlas. A fin de mejorar la aplicabilidad de los datos sobre el viento, las mediciones directas transmitidas a los usuarios deberían ir acompañadas de la información esencial para efectuar tales correcciones.

### 5.9.2 Anemómetros en tierra

La exposición normalizada de los instrumentos de viento sobre terreno llano abierto se efectúa a 10 m por encima del suelo. Se define el terreno abierto como un área en que la distancia entre el anemómetro y un obstáculo cualquiera es como mínimo 10 veces la altura de este último. Las observaciones del viento que se hacen al abrigo de hileras de árboles, edificios u otros obstáculos son de escaso valor y contienen poca información sobre el viento no perturbado. Como los obstáculos pueden abrigar fácilmente a sotavento una distancia igual a 12 o 15 veces su altura, el requisito de 10 veces la altura del obstáculo constituye un mínimo absoluto. En la práctica, suele resultar difícil encontrar un emplazamiento bueno, o incluso aceptable, para una estación anemométrica. Nunca se insistirá lo suficiente en la importancia de escoger un emplazamiento óptimo, aunque sea difícil ofrecer unas directrices universales. No obstante, en algunos casos, los datos relativos a las obstrucciones pueden corregirse en gran medida como sigue:

- Obstáculos a una distancia mayor a 30 veces su altura: no es necesario aplicar una corrección.
- Obstáculos a una distancia mayor a 20 veces su altura: puede aplicarse una corrección.
- Obstáculos a una distancia mayor a 10 veces su altura: en algunos casos puede aplicarse una corrección prestando especial atención.

Cabe señalar que, cuando la distancia es menor a 20 veces la altura del obstáculo, el valor medido antes de la corrección puede ser erróneo hasta un 25%; cuando la distancia decuplica aproximadamente la altura del obstáculo, en algunos casos el valor medido puede incluso indicar la dirección contraria.

En la sección 5.9.4 se proporciona información detallada sobre la corrección de la exposición.

En el cuadro 5.3 se ofrece un resumen de la clasificación de los emplazamientos de observación del viento sobre la base del emplazamiento y la exposición. En el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.B) de la presente Guía se proporciona información detallada sobre la clasificación de emplazamientos de las estaciones terrestres de observación en superficie, en la que figuran orientaciones suplementarias sobre la selección de un emplazamiento y la ubicación de un sensor del viento en un emplazamiento para optimizar la representatividad.

**Cuadro 5.3. Clasificación de los emplazamientos de observación del viento sobre la base del emplazamiento y la exposición**

Clase	Distancia de los mástiles a obstáculos circundantes <sup>a</sup> (altura: $h$ )	Distancia de los sensores a los obstáculos estrechos <sup>b</sup> (con una altura > 8 m; anchura: $w$ )	Índice de clase de rugosidad <sup>c</sup>	Se pueden ignorar los obstáculos aislados por debajo de $x$ m
1	$\geq 30 h$	$\geq 15 w$	2-4 (longitud de rugosidad $\leq 0,1$ m)	$x = 4$
2	$\geq 10 h$	$\geq 15 w$	2-5 (longitud de rugosidad $\leq 0,25$ m)	$x = 4$
3	$\geq 5 h$	$\geq 10 w$		$x = 5$
4	$\geq 2,5 h$	Ningún obstáculo con anchura angular > 60° y una altura > 10 m en una distancia de 40 m		$x = 6$ , si la medición es $\geq 10$ m
5	No satisface las necesidades de ninguna otra clase			

Notas:

- Un obstáculo es cualquier objeto con una anchura angular superior a 10°.
- Un obstáculo estrecho es, por ejemplo, un mástil, un árbol delgado o un poste de luz.
- En el anexo al presente capítulo se proporciona la definición de "rugosidad".

Dos aspectos son muy importantes a este respecto. En primer lugar, los sensores deberían mantenerse, en la medida de lo posible, alejados de los obstáculos locales. Cuando se efectúen mediciones de viento en la parte lateral de mástiles o torres en lugar de en su cima, los instrumentos deberían estar situados en el extremo de un brazo cuya longitud sea como mínimo el triple de la anchura del mástil o de la torre (Gill y otros, 1967). Cuando se sitúe un instrumento en lo alto de un edificio, aquel deberá elevarse como mínimo el equivalente a una anchura del edificio por encima de la cima. En segundo lugar, la situación local debería estar suficientemente documentada (Wieringa, 1983). Debería existir como mínimo un mapa de los alrededores de la estación en un radio de 2 km, con documentación sobre la localización de los obstáculos y de la vegetación y su altura, cambios de elevación del terreno, etc. Toda alteración de las inmediaciones, como la construcción de edificios o el crecimiento de árboles cercanos, debería figurar explícitamente en los libros de registro de la estación. Asimismo, debería especificarse detalladamente la instrumentación de la estación.

Cuando no sea posible conseguir una exposición normalizada, el anemómetro se puede instalar a una altura tal que sus indicaciones no resulten demasiado afectadas por los obstáculos locales y representen en la medida de lo posible las condiciones de viento que habría a 10 m en ausencia de obstáculos en las inmediaciones. Si el terreno varía poco con el acimut, ese resultado puede obtenerse situando el anemómetro a una altura superior a 10 m conforme determine la longitud de rugosidad eficaz de la superficie  $z_0$  de las inmediaciones (véase el anexo): aproximadamente 13 m cuando  $z_0 = 0,1$  m, y unos 19 m cuando  $z_0 = 0,5$  m. En Wieringa (1980b) se pone de manifiesto que la estrategia de incrementar la altura del anemómetro no da buenos resultados cuando las condiciones de abrigo locales varían considerablemente con el acimut. En la actualidad existen procedimientos de cálculo simples para determinar el efecto de la topografía local (Walmsley y otros, 1990), y es posible utilizar la climatología de los registros de rafagosidad para determinar las correcciones de la exposición en un entorno no homogéneo (Verkaik, 2000). En Evans y Lee (1981) y Grimmond y otros (1998) se aborda este problema enfocado a las áreas urbanas (véase también el capítulo 9 de la parte II).

En condiciones meteorológicas de congelación, deben adoptarse precauciones especiales para proteger los sensores de viento contra la acumulación de aguanieve y hielo. En ciertos lugares podría ser conveniente instalar algún sistema de calefacción artificial para las partes expuestas, como por ejemplo un radiador infrarrojo controlado por un termostato. Se han diseñado protectores contra el aguanieve y el hielo para determinados tipos de instrumentos anemométricos (véase Curran y otros, 1977).

### 5.9.3 Anemómetros en el mar

Cada vez es mayor la necesidad de realizar mediciones del viento sobre el mar, especialmente mediante sistemas automáticos que no requieran personal (véase también el capítulo 4 de la parte II). Esta tarea plantea problemas particulares, ya que no siempre se puede respetar en un medio marino la altura de exposición normalizada de 10 m especificada para los instrumentos en tierra, debido al efecto de las olas, de la marea, o de ambos factores a la vez. La mera extrapolación de los criterios de exposición aplicables en tierra induce a pensar que, en boyas fondeadas, el anemómetro debería estar instalado a 10 m sobre la línea de flotación de la boya. Sin embargo, otras fuentes de error son a menudo más importantes que las que resultan de la variación de la altura de exposición (se encontrará una descripción al respecto en OMM, 1981). En el caso de plataformas fijas y barcos, es fundamental que los sensores de viento estén expuestos a una altura suficiente por encima de la plataforma y de su superestructura, a fin de evitar la influencia, frecuentemente considerable, de la plataforma sobre la estructura local del viento. En general, no es seguro suponer que un sensor de viento no se vea afectado por la estructura de la plataforma, aunque esté colocado a más de 10 m por encima de la altura del obstáculo más alto, a menos que la plataforma sea relativamente pequeña. En OMM (1981) se concluye que, para obtener mediciones exactas y útiles en el mar, una buena exposición debería ser más importante que la normalización de las observaciones a 10 m de altura (OMM, 1989). En la práctica, aunque se haya escogido cuidadosamente el emplazamiento de los instrumentos, con frecuencia resulta imposible evitar los errores de exposición. Para que se puedan efectuar las correcciones vinculadas con la altura y las perturbaciones del flujo es muy importante llevar un registro y reunir información detallada acerca de la localización del



anemómetro y del tipo de plataforma o barco (forma y dimensión). Si la velocidad del viento se mide a una altura considerablemente superior a 10 m (es decir, cuando el factor de reducción apropiado fuese mayor que 1,2), debería efectuarse una reducción al nivel de 10 m con arreglo a los procedimientos recomendados en el apartado siguiente, y utilizando la constante correspondiente a “mar abierto” del cuadro del anexo.

#### 5.9.4 Corrección de la exposición

Es raro que las observaciones del viento de superficie no planteen problemas de exposición. Resulta difícil encontrar un terreno llano abierto y la mayoría de las estaciones anemométricas terrestres se ven perturbadas por los efectos topográficos, por la cobertura superficial, o por ambos (OMM, 1987; Wieringa, 1996).

Es obvio que los errores de exposición plantean problemas a los usuarios de datos anemométricos y hacen que a menudo los datos sean inutilizables. Este problema es particularmente grave en el caso de los modelos de predicción numérica, donde se tiende a analizar los campos de viento y de presión por separado. Sin embargo, los vientos de superficie solo se pueden utilizar para la inicialización si son representativos de una zona extensa, lo que significa que deben eliminarse los errores debidos a la exposición local y/o a una altura de observación no estándar.

En el caso de la exposición local, pueden efectuarse correcciones de las observaciones anemométricas solo cuando se dispone de mediciones de calidad aceptable en localizaciones no demasiado rugosas ( $z_0 \leq 0,5$  m), y razonablemente llanas. No se debería tratar de corregir mediciones que no tengan casi relación con la media regional. Por ejemplo, las observaciones de una estación anemométrica instalada en un valle profundo, donde el flujo se caracteriza por efectos catabáticos, serán importantes para las predicciones locales, pero no se podrán utilizar como medida representativa del viento a escala regional.

Si  $U$  es la velocidad del viento medida a una altura  $z$ , la velocidad del viento corregida  $U_c$ , que estaría indicada localmente a 10 m por encima de un terreno de rugosidad  $z_0$ , viene dada por la expresión:

$$U_c = U \cdot C_F \cdot C_T \cdot \frac{\ln(10/z_{0u})}{\ln(z/z_{0u})} \cdot \frac{\ln(60/z_{0u}) \ln(10/z_0)}{\ln(10/z_{0u}) \ln(60/z_0)} \quad (5.3)$$

donde  $C_F$  es la corrección de la distorsión del flujo,  $C_T$  es el factor de corrección debido a los efectos topográficos,  $z_{0u}$  es la longitud de rugosidad eficaz del terreno a barlovento de la estación de observación, y  $z_0$  es la longitud de rugosidad en la aplicación (por ejemplo, un valor de celda de retícula en un modelo de predicción numérica). En esta expresión,  $z$ ,  $z_0$  y  $z_{0u}$  están especificados en metros. Los diferentes términos de corrección representan lo siguiente:

- Distorsión del flujo: el factor de corrección  $C_F$  refleja la distorsión del flujo por objetos cercanos de gran tamaño. Es particularmente importante en los anemómetros situados en edificios, buques y plataformas marinas. La mejor manera de determinar el valor de  $C_F$  en función de la dirección del viento es por medio de la simulación con modelos en un túnel de viento (Mollo-Christensen y Seesholtz, 1967). También pueden utilizarse estimaciones basadas en el flujo potencial en torno a configuraciones simples (Wyngaard, 1981; OMM, 1984b). Cuando las mediciones tengan lugar en la cima de un mástil independiente, la distorsión del flujo será despreciable ( $C_F = 1$ ).
- Corrección topográfica: esta corrección refleja los efectos de la altura del terreno en torno a la estación anemométrica.  $C_T$  es el cociente entre la velocidad del viento promediada regionalmente (calculada a partir de las observaciones efectuadas sobre las dorsales y los valles a 10 m por encima del suelo) y la velocidad del viento observada en la estación. Por ejemplo, en el caso de una estación instalada en la cima de una colina aislada,  $C_T$  será inferior a 1 para corregir la aceleración inducida por la colina, a fin de que el resultado sea representativo de las condiciones que reinan en la zona y no solo en lo alto de la colina. En terreno llano,  $C_T$  será igual a 1. En el caso de colinas y dorsales aisladas, podrán realizarse estimaciones de  $C_T$  con la ayuda de directrices simples (Taylor y Lee, 1984). Si la topografía

es más compleja, será necesario realizar cálculos con modelos sobre la base de mapas topográficos detallados del terreno que rodea las estaciones anemométricas (Walmsley y otros, 1990). Estos cálculos son bastante complicados, pero solo es necesario realizarlos una vez para cada estación, y de ellos se obtiene una tabla semipermanente de valores de  $C_T$  en función de la dirección del viento.

- c) Altura de observación no estándar: este efecto se incluye simplemente en la fórmula de  $U_c$  suponiendo un perfil logarítmico combinado con la longitud de rugosidad  $z_{0u}$  del terreno a barlovento. En estaciones marinas, la reducción a la altura estándar puede ser importante, pero las correcciones de estabilidad serán relativamente pequeñas, justificando así la forma logarítmica de la reducción.
- d) Efectos de rugosidad: los efectos de rugosidad a barlovento, así como los efectos producidos por los obstáculos situados en la superficie, pueden corregirse extrapolando el perfil logarítmico de la velocidad del viento hasta una altura de 60 m con la longitud de rugosidad eficaz  $z_{0u}$  específica de la estación, y realizando una interpolación retrospectiva a 10 m con la longitud de rugosidad  $z_0$  necesaria para la aplicación. La longitud de rugosidad  $z_{0u}$  debería ser representativa de un alcance de 2 km a barlovento de la estación, y su valor depende generalmente de la dirección del viento. En el anexo se explica la manera de estimar  $z_{0u}$ .

Si los problemas de distorsión del flujo y de topografía son despreciables o han sido corregidos, se aplicarán las correcciones de la exposición c) y d) mediante la fórmula 5.3 hasta los niveles  $z = 10$  m y  $z_0 = 0,03$  m. Con ello, las velocidades del viento corregidas serán equivalentes a las que habrían sido medidas en una estación anemométrica local hipotética completamente conforme con los requisitos de la OMM (10 m sobre terreno abierto). Las velocidades del viento corregidas por ese método se denominan velocidades del viento potenciales (OMM, 2001). A este respecto corresponde efectuar dos comentarios. En primer lugar, la altura de extrapolación de 60 m no debería considerarse como un valor muy estricto, pues valores comprendidos entre 40 y 80 m también serían aceptables; 60 m es aproximadamente la magnitud correcta en relación con el alcance de 2 km para el que  $z_{0u}$  es representativa, y se ha demostrado que los resultados obtenidos con esa altura son satisfactorios (Wieringa, 1986). En segundo lugar, no se pueden subestimar las correcciones de los perfiles de viento vinculadas con la estabilidad en el intervalo entre 10 y 60 m de altura, pero el efecto de la estabilidad es relativamente pequeño en la formulación actual porque las correcciones de estabilidad en las transformaciones a barlovento y a sotavento se anulan entre sí. En OMM (2000 y 2001) se proporciona un ejemplo práctico de corrección aplicada a una medición de viento en un contexto operativo. Aunque la mayoría de las correcciones de exposición pueden aplicarse directamente a las mediciones, deberían darse a conocer tanto los datos no ajustados (nivel I) como los ajustados (nivel II).

## 5.10 CALIBRACIÓN Y MANTENIMIENTO

La calibración totalmente eficaz de los anemómetros de cazoletas y de hélice y de las veletas solo es posible en un túnel de viento. El funcionamiento de esos instrumentos ya se conoce bien y, si están en buenas condiciones, se puede confiar en la calibración del fabricante. Las pruebas en túneles de viento son útiles en el caso de proyectos especiales o de pruebas de prototipos de nuevos modelos. Para mayor información, véanse las normas de la Organización Internacional de Normalización (ISO) (ISO 16622:2002 e ISO 17713-1:2007).

Sobre el terreno, los anemómetros se pueden deteriorar, por lo que conviene revisarlos con regularidad. Un daño físico, la fricción de los cojinetes por la penetración de polvo o por corrosión, o una alteración del proceso de transducción (por ejemplo, una disminución de rendimiento de un generador de cazoletas o de hélice debido al desgaste de la escobilla) pueden entrañar una modificación de las características del sensor y un deterioro de la calidad de los datos anemométricos.



La inspección de trazas analógicas permitirá detectar fallos como los revelados por un cero incorrecto, un trazado escalonado debido al rozamiento, un ruido anormal (que podría percibirse a velocidades del viento bajas), una sensibilidad reducida (a velocidades bajas), y una variabilidad irregular o reducida del viento registrado.

Con ocasión de la inspección de los instrumentos y para determinar posibles daños físicos, convendría verificar el sistema de puesta a cero del anemómetro sujetando las cazoletas o la hélice, y también la orientación de la veleta, manteniéndola fija en una o varias posiciones predeterminadas. En general, los instrumentos se pueden reparar solamente en un taller.

Los componentes eléctricos y electrónicos de los instrumentos de registro o de telemetría se deberían controlar regularmente. En particular, hay que verificar el cero y el rango de funcionamiento de los sistemas de medición de la velocidad y de la dirección del viento.

---

## ANEXO. LONGITUD DE RUGOSIDAD EFICAZ

A los efectos de corregir la exposición, es necesario definir, en función de la dirección del viento, una longitud de rugosidad  $z_0$  que sea representativa del terreno a una distancia de 2 km a barlovento. La calidad de la corrección de los efectos de la rugosidad depende mucho de la exactitud de esa longitud de rugosidad.

En el mar, la tarea es relativamente simple debido al alcance uniforme. Puede aplicarse en estos casos la relación de Charnock para expresar la rugosidad de la superficie del mar en función de la velocidad de rozamiento  $u^*$  y de la aceleración de la gravedad  $g$  mediante la ecuación  $z_{0u} = \alpha u^{*2}/g$ , donde  $\alpha$  es una constante empírica aproximadamente igual a 0,014. La velocidad de rozamiento se relaciona con el perfil del viento neutro por la expresión  $U(z) = (u^*/\kappa) \ln(z/z_{0u})$ , donde  $\kappa$  es la constante de von Karman (0,4) y  $z$  es la altura de observación. Estas dos ecuaciones deben resolverse por medios iterativos, para lo cual se comenzará con  $z_{0u} = 0,0001$ , y se calculará  $u^*$  a partir del perfil logarítmico, evaluando  $z_{0u}$  de nuevo y repitiendo el proceso varias veces.

Sobre tierra firme, la longitud de rugosidad en superficie, que depende de la cubierta superficial y del uso de la tierra, suele ser difícil de estimar. Un método subjetivo para determinar  $z_{0u}$  consiste en efectuar un reconocimiento visual del terreno en torno a la estación anemométrica, con ayuda de la tabla adjunta, cuya validez ha sido corroborada recientemente (Davenport y otros, 2000). Los resultados más satisfactorios se obtienen seleccionando unos sectores de dirección del viento de 30° hasta una distancia de 2 km. En condiciones de alcance muy poco homogéneas, la rugosidad eficaz debería determinarse promediando los valores de  $\ln(z_{0u})$  en vez de los de  $z_{0u}$ .

La mejor manera de determinar el valor de  $z_{0u}$  consiste en aprovechar la climatología de las desviaciones típicas a lo largo de un período de un año aproximadamente. Las desviaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento están relacionadas con la rugosidad a barlovento a lo largo de varios kilómetros, y pueden utilizarse para estimar objetivamente  $z_{0u}$ . Conociendo la desviación típica de la velocidad del viento  $s_u$  y la de su dirección  $s_d$  (en radianes) es posible utilizar las fórmulas siguientes:

$$s_u/U = c_u \kappa \left[ \ln(z/z_{0u}) \right]^{-1} \quad 5.A.1$$

$$s_d/U = c_v \kappa \left[ \ln(z/z_{0u}) \right]^{-1} \quad 5.A.2$$

donde  $c_u = 2,2$ ,  $c_v = 1,9$  y  $\kappa = 0,4$  para mediciones no filtradas de  $s_u$  y  $s_d$ . En el caso de los sistemas de medición descritos en la sección 5.8.3, la desviación típica de la velocidad del viento se filtra en un 12% aproximadamente y la de la dirección del viento, en un 2% aproximadamente, lo que implica que  $c_u$  y  $c_v$  se reducen a 1,94 y 1,86, respectivamente. Para aplicar las ecuaciones anteriores será necesario seleccionar situaciones de viento fuerte ( $U > 4 \text{ m s}^{-1}$ ) y promediar  $s_u/U$  y/o  $s_d/U$  para todos los datos disponibles por cada clase de sector de viento (30° de anchura) y por cada estación del año (la rugosidad de la superficie depende, por ejemplo, de la densidad del follaje de los árboles). Será así posible determinar los valores de  $z_{0u}$  mediante las ecuaciones anteriores y la comparación de los resultados obtenidos a partir de  $s_u$  y  $s_d$  permitirá hacerse una idea del grado de exactitud conseguido.

Cuando no se disponga de información sobre la desviación típica, pero se haya determinado la ráfaga máxima para un cierto período de promediado de la velocidad del viento (10 minutos o 1 hora), también podrán utilizarse los cocientes entre esas ráfagas máximas y los promedios durante el mismo período (factores de ráfaga) para determinar  $z_{0u}$  (Verkaik, 2000). Para utilizar este método será necesario conocer la dinámica del sistema, es decir, la longitud de respuesta del sensor y el tiempo de respuesta de la cadena de registro.

**Clasificación del terreno en términos de longitud de rugosidad aerodinámica  $z_0$  según Davenport (1960), adaptada por Wieringa (1980b)**

<i>Clase</i>	<i>Breve descripción del terreno</i>	<i><math>z_0</math> (m)</i>
1	Mar abierto, alcance de 5 km como mínimo	0,0002
2	Marismas, nieve; ausencia de vegetación, ausencia de obstáculos	0,005
3	Terreno llano y despejado; hierba, algunos obstáculos aislados	0,03
4	Cultivos bajos; obstáculos ocasionales grandes, $x/H > 20$	0,10
5	Cultivos altos; obstáculos dispersos, $15 < x/H < 20$	0,25
6	Parques, matorrales; numerosos obstáculos, $x/H \approx 10$	0,5
7	Grandes obstáculos regularmente distribuidos (barrios residenciales, bosques)	1,0
8	Aglomeraciones urbanas con edificios de diversas alturas	$\geq 2$

Nota: En este cuadro  $x$  representa la distancia característica de un obstáculo a barlovento y  $H$  la altura de los principales obstáculos. Para una descripción más detallada y actualizada de las clases de terreno, véase Davenport y otros (2000) (véase también el capítulo 9 de la parte II (cuadro 9.2)).

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Ackermann, G. R., 1983: "Means and standard deviations of horizontal wind components", en *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 22, págs. 959 a 961.
- Albers, A., H. Klug y D. Westermann, 2000: "Outdoor comparison of cup anemometers", en *DEWI Magazin*, núm. 17.
- Beljaars, A. C. M., 1987: "The influence of sampling and filtering on measured wind gusts", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 4, págs. 613 a 626.
- Busch, N. E. y L. Kristensen, 1976: "Cup anemometer overspeeding", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 15, págs. 1328 a 1332.
- Coppin, P. A., 1982: "An examination of cup anemometer overspeeding", en *Meteorologische Rundschau*, vol. 35, págs. 1 a 11.
- Curran, J. C., G. E. Peckham, D. Smith, A. S. Thom, J. S. G. McCulloch e I. C. Strangeways, 1977: "Cairngorm summit automatic weather station", en *Weather*, vol. 32, págs. 60 a 63.
- Davenport, A. G., 1960: "Rationale for determining design wind velocities", en *Journal of the Structural Division*, Asociación de Ingenieros Civiles de Estados Unidos, vol. 86, págs. 39 a 68.
- Davenport, A. G., C. S. B. Grimmond, T. R. Oke y J. Wieringa, 2000: "Estimating the roughness of cities and sheltered country", en *Preprints of the Twelfth American Meteorological Society Conference on Applied Climatology* (Asheville, NC, Estados Unidos de América), págs. 96 a 99.
- Evans, R. A. y B. E. Lee, 1981: "The problem of anemometer exposure in urban areas: a wind-tunnel study", en *Meteorological Magazine*, vol. 110, págs. 188 a 189.
- Frenkiel, F. N., 1951: "Frequency distributions of velocities in turbulent flow", en *Journal of Meteorology*, vol. 8, págs. 316 a 320.
- Gill, G. C., L. E. Olsson, J. Sela y M. Suda, 1967: "Accuracy of wind measurements on towers or stacks", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 48, págs. 665 a 674.
- Gold, E., 1936: "Wind in Britain – The Dines anemometer and some notable records during the last 40 years", en *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 62, págs. 167 a 206.
- Grimmond, C. S. B., T. S. King, M. Roth y T. R. Oke, 1998: "Aerodynamic roughness of urban areas derived from wind observations", en *Boundary Layer Meteorology*, vol. 89, págs. 1 a 24.
- Kaimal, J. C., 1980: "Sonic anemometers", en *Air-sea Interaction: Instruments and Methods* (F. Dobson, L. Hasse y R. Davis, eds.). Plenum Press, Nueva York, págs. 81 a 96.
- Lenschow, D. H. (ed.), 1986: *Probing the Atmospheric Boundary Layer*. Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston.
- MacCready, P. B., 1966: "Mean wind speed measurements in turbulence", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 5, págs. 219 a 225.
- MacCready, P. B. y H. R. Jex, 1964: "Response characteristics and meteorological utilization of propeller and vane wind sensors", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 3, págs. 182 a 193.
- Makinwa, K. A. A., J. H. Huijsing y A. Hagedoorn, 2001: "Industrial design of a solid-state wind sensor", en *Proceedings of the First ISA/IEEE Conference* (Houston, noviembre de 2001), págs. 68 a 71.
- Mazzarella, D. A., 1972: "An inventory of specifications for wind-measuring instruments", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 53, págs. 860 a 871.
- Mollo-Christensen, E. y J. R. Seesholtz, 1967: "Wind tunnel measurements of the wind disturbance field of a model of the Buzzards Bay Entrance Light Tower", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 72, págs. 3549 a 3556.
- Organización Internacional de Normalización, 2002: *Meteorology – Sonic Anemometers/Thermometers – Acceptance Test Methods for Mean Wind Measurements*, ISO 16622:2002. Ginebra.
- , 2007: *Meteorology – Wind Measurements – Part I: Wind Tunnel Test Methods for Rotating Anemometer Performance*, ISO 17713-1:2007. Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1981: *Review of Reference Height for and Averaging Time of Surface Wind Measurements at Sea* (F. W. Dobson). Informe N° 3 sobre meteorología marina y actividades oceanográficas conexas. Ginebra.
- , 1984a: *Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico de la Clase IV* (B. J. Retallack) (OMM-N° 266). Ginebra.
- , 1984b: "Distortion of the wind field by the Cabauw Meteorological Tower" (H. R. A. Wessels), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Cost-effective Meteorological Observations* (TECEMO). Informe N° 15 sobre instrumentos y métodos de observación. Ginebra.
- , 1987: *The Measurement of Gustiness at Routine Wind Stations: A Review* (A. C. M. Beljaars). Informe N° 31 sobre instrumentos y métodos de observación. Ginebra.

- , 1989: *Wind Measurements Reduction to a Standard Level* (R. J. Shearman and A. A. Zelenko). Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 22 (WMO/TD-No. 311). Ginebra.
- , 1990: *Informe final abreviado de la décima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación* (OMM-N° 727). Ginebra.
- , 1991: *Guidance on the Establishment of Algorithms for Use in Synoptic Automatic Weather Stations: Processing of Surface Wind Data* (D. Painting). Report of the CIMO Working Group on Surface Measurements, Instruments and Observing Methods Report No. 47 (WMO/TD-No. 452). Ginebra.
- , 2000: "Wind measurements: Potential wind speed derived from wind speed fluctuations measurements, and the representativity of wind stations" (J. P. van der Meulen), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2000)* ). Instruments and Observing Methods Report No. 74 (WMO/TD-No. 1028). Ginebra.
- , 2001: *Compendio de apuntes para la formación de personal agrometeorológico de las Clases II y III* (J. Wieringa y J. Lomas) (OMM-N° 551). Ginebra.
- , 2011: *Manual de claves* (OMM-N° 306), volumen I.1. Ginebra.
- Patterson, J., 1926: "The cup anemometer", en *Transactions of the Royal Society of Canada*, serie III, vol. 20, págs. 1 a 54.
- Smith, S. D., 1980: "Dynamic anemometers", en *Air-sea Interaction: Instruments and Methods* (F. Dobson, L. Hasse y R. Davis, eds.). Plenum Press, Nueva York, págs. 65 a 80.
- Taylor, P. A. y R. J. Lee, 1984: "Simple guidelines for estimating wind speed variations due to small scale topographic features", en *Climatological Bulletin*. Sociedad Meteorológica y Oceanográfica de Canadá, vol. 18, págs. 3 a 22.
- Van Oudheusden, B. W. y J. H. Huijsing, 1991: "Microelectronic thermal anemometer for the measurement of surface wind", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 8, págs. 374 a 384.
- Verkaik, J. W., 2000: "Evaluation of two gustiness models for exposure correction calculations", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 39, págs. 1613 a 1626.
- Walmsley, J. L., I. B. Troen, D. P. Lalas y P. J. Mason, 1990: "Surface-layer flow in complex terrain: Comparison of models and full-scale observations", en *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 52, págs. 259 a 281.
- Wieringa, J., 1967: "Evaluation and design of wind vanes", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 6, págs. 1114 a 1122.
- , 1980a: "A reevaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer overspeeding", en *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 18, págs. 411 a 430.
- , 1980b: "Representativeness of wind observations at airports", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 61, págs. 962 a 971.
- , 1983: "Description requirements for assessment of non-ideal wind stations, for example Aachen", en *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, vol. 11, págs. 121 a 131.
- , 1986: "Roughness-dependent geographical interpolation of surface wind speed averages", en *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 112, págs. 867 a 889.
- , 1996: "Does representative wind information exist?", en *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, vol. 65, págs. 1 a 12.
- Wieringa, J. y F. X. C. M. van Lindert, 1971: "Application limits of double-pin and coupled wind vanes", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 10, págs. 137 a 145.
- Wyngaard, J. C., 1981: "The effects of probe-induced flow distortion on atmospheric turbulence measurements", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 20, págs. 784 a 794.

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 6. MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN .....	199
6.1 Generalidades .....	199
6.1.1 Definiciones .....	199
6.1.2 Unidades y escalas .....	199
6.1.3 Requisitos meteorológicos e hidrológicos .....	200
6.1.4 Métodos de medición .....	200
6.1.4.1 Instrumentos .....	200
6.1.4.2 Medidores de referencia e intercomparaciones .....	201
6.1.4.3 Documentación .....	202
6.2 Emplazamiento y exposición .....	202
6.3 Medidores de precipitación no registradores .....	203
6.3.1 Medidores ordinarios .....	203
6.3.1.1 Instrumentos .....	203
6.3.1.2 Funcionamiento .....	205
6.3.1.3 Calibración y mantenimiento .....	205
6.3.2 Medidores totalizadores .....	206
6.4 Errores y correcciones en los medidores .....	206
6.5 Medidores de precipitación registradores .....	210
6.5.1 Medidor de precipitación de pesaje (o de pesada) .....	210
6.5.1.1 Instrumentos .....	210
6.5.1.2 Errores y correcciones .....	211
6.5.1.3 Calibración y mantenimiento .....	212
6.5.2 Pluviógrafo de cubeta basculante (o de balancín) .....	212
6.5.2.1 Instrumentos .....	212
6.5.2.2 Errores y correcciones .....	213
6.5.2.3 Calibración y mantenimiento .....	215
6.5.3 Pluviógrafo de flotador .....	215
6.6 Medición del rocío, de la acumulación de hielo y de la precipitación de niebla .....	216
6.6.1 Medición del rocío y de la humedad de las hojas .....	216
6.6.2 Medición de la acumulación de hielo .....	217
6.6.2.1 Métodos de medición .....	217
6.6.2.2 Hielo en pavimentos .....	218
6.6.3 Medición de la precipitación de niebla .....	219
6.7 Medición de la caída de nieve y de la capa de nieve .....	220
6.7.1 Espesor de la nieve caída .....	220
6.7.2 Mediciones directas del espesor de la capa de nieve .....	221
6.7.3 Mediciones directas del equivalente en agua de la nieve .....	221
6.7.4 Colchones nivométricos .....	222
6.7.5 Nivómetros por radioisótopos .....	223
6.7.6 Radiación gamma natural .....	223
6.7.7 Nivómetro de rayos cósmicos .....	224
ANEXO 6.A. EMPLAZAMIENTOS PARA LA INTERCOMPARACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN ..	225
ANEXO 6.B. PROCEDIMIENTOS QUE SE SUGIEREN PARA LA CORRECCIÓN DE LAS MEDICIONES DE LA PRECIPITACIÓN .....	226
ANEXO 6.C. PLUVIÓMETRO ENTERRADO DE REFERENCIA NORMALIZADO .....	227
ANEXO 6.D. PROCEDIMIENTO NORMALIZADO PARA LA CALIBRACIÓN EN LABORATORIO DE PLUVIÓMETROS DE INTENSIDAD DE LLUVIA POR CAPTACIÓN .....	229
ANEXO 6.E. PROCEDIMIENTO PARA LA CALIBRACIÓN <i>IN SITU</i> DE PLUVIÓMETROS DE INTENSIDAD DE LLUVIA POR CAPTACIÓN .....	232
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	234

## **CAPÍTULO 6. MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN**

### **6.1 GENERALIDADES**

En este capítulo se describen los métodos conocidos para medir la precipitación en estaciones terrestres.

También se explica la forma de medir la intensidad de la precipitación (en particular, la intensidad de la lluvia) debido al rápido aumento de la necesidad de esas mediciones para la interpretación de la distribución de la precipitación, la modelización del fenómeno pluvial y las previsiones.

En él no se examinan las mediciones con que se trata de definir la estructura y el carácter de la precipitación, o que requieren instrumentos especializados, pues no son observaciones meteorológicas normalizadas (como la distribución del tamaño de las gotas). Las mediciones marinas y por radar se describen en los capítulos 4 y 7 de la parte II, respectivamente, en tanto que las observaciones desde el espacio se tratan en la parte III.

En OMM (1992*a* y 1998) también puede encontrarse información sobre la medición de la precipitación que comprende, en particular, más detalles sobre mediciones de la capa de nieve.

El problema general de la representatividad es particularmente grave en la medición de la precipitación. Las mediciones de la precipitación son especialmente sensibles a la exposición, al viento y a la topografía, y los metadatos que describen las circunstancias de las mediciones tienen especial importancia para los usuarios de los datos.

Los análisis de los datos de precipitación son mucho más fáciles y más fiables si en las redes se utilizan los mismos pluviómetros y los mismos criterios de emplazamiento; debería tenerse muy en cuenta esta consideración a la hora de diseñar las redes.

#### **6.1.1 Definiciones**

La precipitación se define como el producto líquido o sólido de la condensación del vapor de agua que cae de las nubes o del aire y se deposita en el suelo. Dicho término comprende la lluvia, el granizo, la nieve, el rocío, la cencellada blanca, la escarcha y la precipitación de la niebla. La cantidad total de precipitación que llega al suelo en determinado período se expresa en términos de profundidad vertical de agua (o equivalente en agua en el caso de formas sólidas) que cubriría una proyección horizontal de la superficie de la Tierra. La caída de nieve o nevada se expresa también como el espesor de nieve reciente que cubre una superficie horizontal plana (véase la sección 6.7).

La intensidad de la precipitación se define como la cantidad de precipitación recogida por unidad de tiempo. Según esta definición, los datos de la intensidad de la precipitación pueden extraerse de la cantidad de precipitación medida con un medidor de precipitación normal. En ese sentido, la intensidad de la precipitación es un parámetro secundario, extraído del parámetro principal, que es la cantidad de precipitación. No obstante, la intensidad de la precipitación también puede medirse directamente (véase la sección 6.1.4.1).

#### **6.1.2 Unidades y escalas**

La unidad de precipitación es la profundidad lineal, normalmente en milímetros (volumen/área) o en kilogramos por metro cuadrado (masa/área) para la precipitación líquida. Las cantidades diarias de precipitación deberían leerse con una resolución de 0,2 mm y, de ser posible, con una resolución de 0,1 mm; las cantidades semanales o mensuales deberían leerse con una resolución



de 1 mm (al menos). Las mediciones diarias de la precipitación deberían efectuarse a horas fijas comunes para toda la red (o redes) de interés. La precipitación inferior a 0,1 mm (0,2 mm en Estados Unidos de América) se denomina generalmente traza.

Las mediciones de las nevadas se realizan en unidades de centímetros y decenas, con una resolución de 0,2 cm. La precipitación inferior a 0,2 cm se denomina generalmente traza. La capa de nieve en el suelo se mide habitualmente a diario, en centímetros completos.

La unidad de medida de la intensidad de la lluvia es la profundidad lineal por hora, normalmente en milímetros por hora ( $\text{mm h}^{-1}$ ). Habitualmente, la intensidad de la lluvia se mide o se calcula en intervalos de 1 minuto, debido a la gran variabilidad de la intensidad de un minuto al siguiente.

### 6.1.3 **Requisitos meteorológicos e hidrológicos**

En el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E) se hace una declaración de carácter general sobre los requisitos de incertidumbre, rango y resolución para medir las precipitaciones. Se indica una incertidumbre de medición alcanzable del 5% o 0,1 mm, la que sea mayor, para las cantidades diarias, 1 cm para la profundidad de la nieve, y  $5 \text{ mm h}^{-1}$  para índices de hasta  $100 \text{ mm h}^{-1}$  y el 5% para índices superiores a  $100 \text{ mm h}^{-1}$  para la intensidad de la precipitación *in situ* (todas las incertidumbres con un nivel de confianza del 95%). Además, en lo relativo a la intensidad de la precipitación, en el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E) se indican los valores de incertidumbre alcanzable en condiciones de flujo constante en laboratorio (5% por encima de  $2 \text{ mm h}^{-1}$  o el 2% por encima de  $10 \text{ mm h}^{-1}$ ).

Los períodos comunes de observación son cada hora, cada tres horas y a diario, para fines sinópticos, climatológicos e hidrológicos. En algunos casos, como el diseño y la gestión de redes de drenaje urbano, la predicción de crecidas repentinas y la atenuación de sus efectos, las medidas de seguridad en el transporte y, en general, la mayoría de las aplicaciones que precisan datos sobre las lluvias en tiempo real, se requiere una resolución temporal mucho mayor para medir intensidades de lluvia muy elevadas en períodos muy cortos (normalmente, de 1 minuto para la intensidad de la lluvia). En otras aplicaciones se utilizan pluviómetros totalizadores, con intervalos de observación de semanas o meses, o incluso de un año en montañas y desiertos.

### 6.1.4 **Métodos de medición**

#### 6.1.4.1 **Instrumentos**

El medidor de precipitación (o pluviómetro cuando solo se tienen que medir precipitaciones líquidas) es el instrumento más frecuentemente utilizado para medir la precipitación. Generalmente se usa un recipiente abierto de lados verticales, en forma de cilindro recto, y con un embudo, si su principal finalidad es medir la lluvia. Se emplean varios tamaños y formas de la boca y altura del medidor, según los países, por lo que las mediciones no son estrictamente comparables (OMM, 1989a). Se mide el volumen o el peso de la captación, este último en particular para la precipitación sólida. La boca del medidor puede encontrarse a alguna de las varias alturas establecidas sobre el suelo o al mismo nivel del terreno circundante. La boca ha de estar situada por encima del espesor máximo previsto de la capa de nieve, y a una altura suficiente para evitar verse alcanzada por posibles salpicaduras desde el suelo. Para la medición de la precipitación sólida, la boca se encuentra sobre el suelo y debería estar rodeada de una protección artificial. La elevación más común en más de 100 países varía entre 0,5 m y 1,5 m (OMM, 1989a).

La medición de la precipitación es muy sensible a la exposición, y en particular al viento. La sección 6.2 trata de la exposición, mientras que en la sección 6.4 se examinan con cierta amplitud los errores a los que son propensos los pluviómetros, así como las correcciones que pueden aplicarse.

La intensidad de la lluvia puede extraerse de la medición de la cantidad de precipitación realizada con un medidor registrador (véase la sección 6.5) o bien medirse directamente. Esto



último puede hacerse, por ejemplo, utilizando un pluviómetro para medir el flujo del agua captada, midiendo la acumulación de agua recogida en función del tiempo o utilizando algún principio óptico de medición. Varias técnicas para determinar la cantidad de precipitación se basan en estas mediciones directas de la intensidad integrando la intensidad medida durante un intervalo de tiempo dado.

En este capítulo se describen asimismo otras técnicas especiales para medir diferentes tipos de precipitación (rocío, hielo, etc.) y la capa de nieve. Algunas técnicas nuevas que se están introduciendo en el uso operativo no se describen en este texto, por ejemplo, el pluviómetro óptico, que utiliza la dispersión óptica. Los informes de conferencias periódicas, como los cursillos internacionales sobre medición de la precipitación (Instituto Hidrometeorológico de Eslovaquia e Instituto Federal de Tecnología de Suiza, 1993; OMM, 1989b) y la Conferencia técnica sobre instrumentos y métodos de observación meteorológicos y medioambientales, junto con las intercomparaciones de instrumentos organizadas por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM, 1998) constituyen fuentes útiles de información sobre los nuevos métodos que se están preparando.

Los puntos de medición de las precipitaciones son la fuente fundamental de datos para análisis zonales. Sin embargo, incluso la mejor medición de la precipitación en determinado punto solo es representativa de una zona limitada, cuyo tamaño depende de la extensión del período de acumulación, de la homogeneidad fisiográfica de la región, de la topografía local y de los procesos que intervienen en la producción de precipitaciones. Los radares y, más recientemente, los satélites se utilizan para definir y cuantificar la distribución espacial de la precipitación. En principio, cabe esperar una integración adecuada de las tres fuentes de datos de precipitación zonal en las redes nacionales de precipitaciones (medidores automáticos, radar y satélite) para proporcionar estimaciones zonales de la precipitación lo suficientemente precisas a nivel operativo para una amplia gama de usuarios de datos de precipitaciones.

Pueden utilizarse como detectores meteorológicos instrumentos que detectan la precipitación e identifican su tipo, en lugar de medirla, a los que se hace referencia en el capítulo 14 de la parte I.

#### 6.1.4.2 ***Medidores de referencia e intercomparaciones***

Como medidores de referencia se utilizan varios tipos de aparatos. La principal característica de su diseño permite reducir o controlar el efecto del viento sobre la captación, que es la razón fundamental del diferente comportamiento de los medidores de precipitación. También se eligen para reducir los otros errores de que se trata en la sección 6.4.

Los medidores a nivel del suelo se utilizan como pluviómetros de referencia para medir la precipitación líquida. Al no haber errores inducidos por el viento, generalmente muestran una mayor precipitación que cualquier pluviómetro elevado (OMM, 1984 y 2009). El pluviómetro se coloca en un hoyo, situando la boca al nivel del terreno, y a suficiente distancia del borde más próximo del hoyo para evitar salpicaduras. El hoyo debería estar cubierto por una fuerte red de plástico o de metal contra las salpicaduras, con una abertura central para la boca del pluviómetro. Es imprescindible prever un sistema que permita vaciar el agua del hoyo. En el anexo 6.C pueden encontrarse una descripción y diseños de un pluviómetro enterrado normalizado, y en OMM (2009) y la norma EN 13798:2010 (Comité Europeo de Normalización (CEN), 2010) se ofrecen más detalles.

El medidor de referencia para la precipitación sólida es conocido como referencia de intercomparación de doble cerca. El pluviómetro de Tretyakov, que tiene una forma peculiar de protección para desviar el viento, está rodeado por una doble barrera vertical octogonal. Se presentan diseños y una descripción en Goodison y otros (1989) y en OMM (1985 y 1998).

El anexo 6.A contiene recomendaciones sobre las comparaciones de medidores de precipitación con los medidores de referencia.

### 6.1.4.3 **Documentación**

La medición de la precipitación es particularmente sensible a la exposición del medidor, por lo que los metadatos sobre las mediciones han de registrarse meticulosamente para establecer un historial completo de la estación y así poder utilizarse en la realización de estudios climáticos o de otro tipo y para garantizar la calidad.

La sección 6.2 se ocupa de la información que es preciso mantener en relación con el emplazamiento, es decir: una descripción detallada del emplazamiento que incluya los ángulos verticales de los obstáculos más importantes en torno al medidor, la configuración de este, la altura de la boca del medidor sobre el suelo y la altura también sobre el suelo del instrumento utilizado para medir la velocidad del viento.

La modificación de las técnicas de observación de la precipitación, sobre todo el uso de un tipo de medidor de precipitación diferente y el cambio de emplazamiento o de altura de instalación, puede originar faltas de homogeneidad temporal en las series cronológicas de la precipitación (véase el capítulo 2 de la parte VI). La utilización de tipos de medidores y de emplazamientos diferentes da lugar a heterogeneidades espaciales. Ello se debe a errores sistemáticos de la medición de las precipitaciones, principalmente a causa del viento. Puesto que las técnicas de ajuste basadas en parámetros estadísticos pueden eliminar las heterogeneidades con respecto a las mediciones de los pluviómetros más cercanos, la corrección de los errores debidos al viento que aparecen en las mediciones de precipitación puede ser una forma de reducir el sesgo de los valores obtenidos.

En las siguientes secciones (en particular la sección 6.4) referidas a los diversos tipos de instrumentos se analizan las correcciones que pueden aplicarse a las mediciones de la precipitación. En esas correcciones hay incertidumbres, por lo que deberían conservarse tanto los registros originales como las fórmulas de corrección.

También deberían documentarse todos los cambios en los métodos de observación.

## 6.2 **EMPLAZAMIENTO Y EXPOSICIÓN**

En todo método para medir la precipitación debería tratarse de obtener una muestra representativa de la verdadera cantidad caída sobre la zona que se piensa representar con la medición, ya sea a escala sinóptica, mesoescala o microescala. Por tanto, la elección del emplazamiento, y el error sistemático de medición, son importantes. Para un análisis sobre los efectos del emplazamiento, véase Sevruk y Zahlavova (1994).

La ubicación de las estaciones de precipitación en la zona de interés es importante porque el número y el emplazamiento de los medidores determinan el grado en que las mediciones representan la cantidad real de precipitación que cae en la zona. En OMM (1992a) se analiza extensamente la representatividad zonal para la lluvia y la nieve. En OMM (2008) figura una introducción a la literatura sobre el cálculo de la precipitación zonal y las correcciones de topografía.

Los efectos inducidos por el lugar de ubicación sobre el campo de viento en los alrededores pueden motivar excesos o deficiencias locales de la precipitación caída. En general, la distancia de cualquier objeto respecto del medidor no debería ser inferior al doble de su altura por encima de la boca del medidor. Para cada lugar debería estimarse el ángulo vertical medio de los obstáculos así como trazar un plano de la ubicación. Habría que evitar las laderas o los techos de los edificios. Los lugares elegidos para medir la nieve y/o la capa de nieve deberían estar situados, en la medida de lo posible, en puntos protegidos del viento. Los mejores emplazamientos suelen ser con frecuencia los claros de los bosques o de los huertos, entre los árboles, matorrales o arbustos, o en otros sitios en donde haya obstáculos que actúen como eficaces barreras contra el viento de todas las direcciones.

No obstante, es preferible reducir los efectos del viento, y del lugar sobre el mismo, utilizando un pluviómetro al nivel del suelo para captar la precipitación líquida, o bien forzando el flujo de aire para que sea horizontal por encima de la boca del medidor, aplicando las siguientes técnicas que se enumeran por orden decreciente de eficacia:

- a) en zonas con vegetación densa y homogénea, la altura de la vegetación debería mantenerse al mismo nivel que la boca del pluviómetro mediante una poda regular;
- b) en otras zonas, mediante la simulación del efecto citado en a), empleando estructuras de protección adecuadas;
- c) utilizando paravientos alrededor del pluviómetro.

La superficie que rodea al pluviómetro puede estar cubierta de hierba corta, grava o guijarros, pero en todos los casos deberían evitarse las superficies duras y llanas como las de hormigón para impedir las excesivas salpicaduras en el interior del pluviómetro.

Se ha elaborado una clasificación de los emplazamientos de medición, con objeto de cuantificar y documentar la influencia del entorno circundante (véase el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.B) de la presente Guía), en la que se emplea una descripción relativamente sencilla de los emplazamientos (terrestres).

### 6.3 MEDIDORES DE PRECIPITACIÓN NO REGISTRADORES

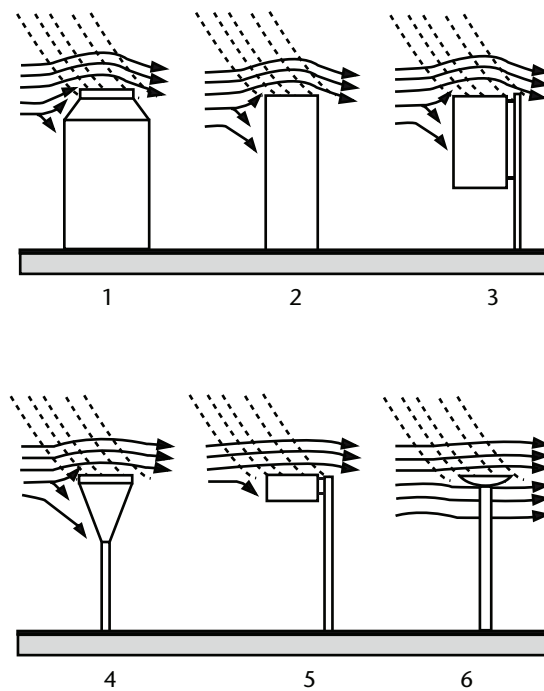
#### 6.3.1 Medidores ordinarios

##### 6.3.1.1 Instrumentos

El medidor de precipitación utilizado normalmente consiste en un colector situado por encima de un embudo que da paso a un depósito, donde el agua y la nieve derretida acumuladas se almacenan entre períodos de observación. Se utilizan diversas formas de medidores en diferentes lugares del mundo, tal y como se muestra en la figura 6.1. Cuando la precipitación sólida es frecuente e importante se utilizan varias modificaciones especiales con el fin de mejorar la exactitud de la medición. Esas modificaciones comprenden la supresión del embudo del medidor al comenzar la temporada de nieve o la provisión de un dispositivo especial para impedir el arrastre de la captación (véase OMM, 1998). Los paravientos en torno al medidor reducen el error por la deformación del campo de viento sobre el mismo y por la entrada de nieve. Son aconsejables para la lluvia y esenciales para la nieve. Se utiliza una amplia variedad de medidores (véase OMM, 1989a).

El agua almacenada se recoge en una probeta o se vierte del depósito en una probeta, o bien se mide su nivel en el depósito directamente con una varilla graduada. El tamaño de la boca del colector no es determinante cuando se trata de precipitación líquida, pero se requiere por lo menos un área de 200 cm<sup>2</sup> si se esperan formas de precipitación sólidas en cantidades significativas. Tal vez lo más conveniente sea un área de 200 a 500 cm<sup>2</sup>. Los requisitos más importantes que ha de reunir un medidor de precipitación son los siguientes:

- a) El reborde de la boca del colector debería ser afilado, con una vertiente interior completamente vertical y la exterior presentando un profundo biselado; los medidores para la nieve deberían estar diseñados de manera que se disminuya al máximo la posibilidad de obturación de la boca por acumulación de nieve húmeda alrededor del reborde.
- b) El área de la boca del medidor debería conocerse con una exactitud del 0,5% y la construcción tendría que permitir que esa área permanezca constante mientras el medidor se utilice normalmente.



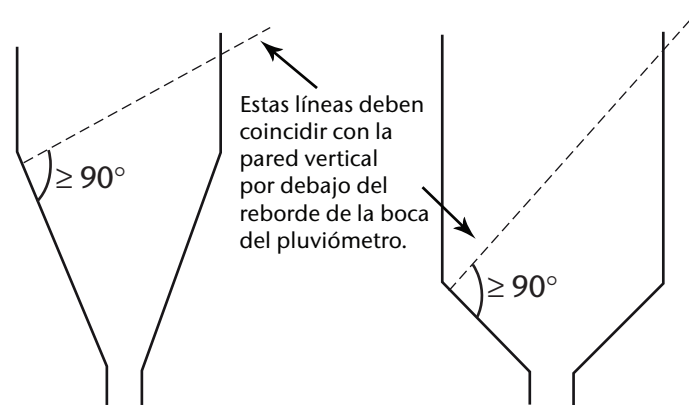
**Figura 6.1. Diferentes formas de pluviómetros normalizados. Las líneas continuas muestran las líneas de corriente y las líneas discontinuas hacen lo propio con las trayectorias de las partículas de precipitación. El primer pluviómetro muestra la mayor deformación del campo de viento por encima de la boca del instrumento de medición, y el último pluviómetro muestra la menor. En consecuencia, el error inducido por el viento en el caso del primer pluviómetro es más importante que en el caso del último.**

*Fuente:* Sevruk y Nespor (1994)

- c) El colector debería diseñarse de modo que la lluvia no pudiera salpicar hacia dentro ni hacia fuera. Esto puede lograrse si la pared vertical es bastante profunda, y la pendiente del embudo está suficientemente inclinada (al menos un 45%). Estas condiciones se ilustran en la figura 6.2.
- d) La construcción debería permitir reducir al mínimo los errores por humidificación, lo que puede lograrse eligiendo el material adecuado y reduciendo al mínimo la superficie interna total del colector.
- e) El depósito debería tener una entrada estrecha, suficientemente protegida de la radiación, para reducir al mínimo las pérdidas de agua por evaporación. Los medidores de precipitación que se utilicen en lugares donde solo se hacen lecturas semanales o mensuales tendrían que disponer de un diseño análogo al utilizado para las mediciones diarias, pero con un depósito de mayor capacidad y una construcción más robusta.

La probeta debería ser de vidrio o plástico transparente, con un coeficiente de dilatación térmica adecuado, y estar claramente marcada para indicar el tamaño o tipo de medidor con el que se utilizará. Su diámetro habría de ser inferior al 33% del diámetro del reborde del medidor; cuanto menor sea el diámetro relativo, mayor será la exactitud de la medición. Las graduaciones tendrían que estar grabadas con trazo fino; en general, deberían ser marcas a intervalos de 0,2 mm y líneas claras que correspondan al milímetro entero. También es conveniente marcar la línea que corresponde a 0,1 mm. El error máximo de las graduaciones no debería exceder de  $\pm 0,05$  mm para la graduación de 2 mm o más, y de  $\pm 0,02$  mm por debajo de esa marca.

Para medir pequeñas cantidades de precipitación con la incertidumbre adecuada, el diámetro interior de la probeta debería ir disminuyendo hacia la base. En todas las mediciones, el fondo del menisco de agua debería definir el nivel del agua, y la probeta tendría que mantenerse en



**Figura 6.2. Colectores idóneos para pluviómetros**

posición vertical durante la lectura para evitar errores de paralaje. La repetición de las líneas principales de graduación en la cara posterior de la probeta ayuda también a reducir estos errores.

Las varillas graduadas deberían ser de madera de cedro o de otro material adecuado que no absorba demasiada agua y solo posea un efecto capilar escaso. Las varillas de madera no resultan adecuadas si se ha añadido aceite al colector para suprimir la evaporación; en este caso se deben utilizar varillas de metal o de otros materiales de los que pueda quitarse fácilmente el aceite. Las varillas no metálicas deberían tener un pie de latón para evitar el desgaste y estar graduadas en función de las áreas relativas de la sección transversal de la boca del pluviómetro y del colector; habría que marcar las graduaciones al menos cada 10 mm, y sería preciso prever el desplazamiento de las marcas causado por el propio material de la varilla. El error máximo de la graduación de la varilla no debería exceder de  $\pm 0,5$  mm en cualquier punto. Siempre que fuera posible, la medición con varilla debería verificarse utilizando una medida volumétrica.

### 6.3.1.2 **Funcionamiento**

La probeta ha de mantenerse vertical cuando se proceda a la lectura, y el observador debería ser consciente de los errores de paralaje. Sería preciso pesar o fundir la nieve recogida en los medidores de precipitación no registradores inmediatamente después de cada observación, y medirla luego utilizando una probeta con graduación normalizada. También se puede medir la precipitación captada pesándola con exactitud, procedimiento que tiene varias ventajas. Se obtiene el peso total del depósito y su contenido, y se resta la tara ya conocida. No hay peligro de que se vierta agua, y cualquier agua adherida al depósito queda incluida en el peso. Sin embargo, los métodos comúnmente utilizados son más sencillos y baratos.

### 6.3.1.3 **Calibración y mantenimiento**

Sea cual fuere el tamaño del colector elegido, la graduación de la probeta o de la varilla ha de corresponder a él. Por lo tanto, la calibración del medidor comprende la verificación del diámetro de la boca, y hay que asegurarse de que se encuentra dentro de las tolerancias admisibles. También comprende verificaciones volumétricas de la probeta o de la varilla de medición.

El mantenimiento periódico debería comprender, en todo momento, la comprobación de la nivelación del instrumento para evitar el efecto de un medidor sin nivel (véanse Rinehart, 1983; Sevruk, 1984). Según las necesidades, el depósito exterior del medidor y la graduación deberían mantenerse limpios en todo momento por ambos lados, interior y exterior, utilizando un cepillo de mango largo y agua jabonosa, y enjuagarse con agua limpia. Las partes gastadas, dañadas o rotas habría que sustituirlas en caso necesario. La vegetación que rodea al pluviómetro debería mantenerse a una altura de 5 cm (cuando proceda). La exposición debería verificarse y registrarse.

### 6.3.2 Medidores totalizadores

Los medidores totalizadores se utilizan para medir la precipitación total de cada estación en zonas remotas o poco habitadas. Estos pluviómetros consisten en un colector situado sobre un embudo que da paso a un depósito suficientemente grande para almacenar toda la precipitación captada a lo largo de la estación (o la captación mensual en zonas húmedas). Con objeto de reducir la evaporación se debería poner en el depósito una capa no inferior a 5 mm de un aceite adecuado u otro producto que evite la evaporación (OMM, 1972). Esta capa debería permitir el paso de la precipitación hacia la solución que haya por debajo de ella.

Conviene poner en el depósito una solución anticongelante para convertir al estado líquido toda la nieve que caiga en el interior del medidor. Es importante que la solución anticongelante esté bien distribuida. Una mezcla de un 37,5% en peso de cloruro de calcio comercial (78% de pureza) y un 62,5% de agua constituye una solución anticongelante satisfactoria. También pueden utilizarse soluciones acuosas de glicoletileno o una mezcla de glicoletileno y metanol. Aunque estas últimas soluciones son más caras, resultan menos corrosivas que el cloruro de calcio y protegen contra la congelación en una gama mucho más amplia de las diluciones que tienen lugar como consecuencia de la precipitación subsiguiente. El volumen de la solución que se coloque inicialmente en el depósito no debería exceder del 33% por ciento del volumen total del medidor.

En algunos países, esta solución de anticongelante y aceite se considera desecho tóxico y, por consiguiente, nocivo para el medio ambiente. Deberían recabarse de las autoridades locales para la protección del medio ambiente directrices sobre la eliminación de sustancias tóxicas.

La captación estacional de precipitación se determina pesando o midiendo el volumen del contenido del depósito (como para los medidores normales; véase la sección 6.3.1). La cantidad de aceite y solución anticongelante colocada en el depósito al comienzo de la estación, así como cualquier contracción en caso de medidas volumétricas, deben tenerse muy en cuenta. Se pueden aplicar correcciones, como para los medidores normales.

El funcionamiento y el mantenimiento de los medidores totalizadores en las zonas remotas plantea varios problemas, tales como la posibilidad de que el medidor quede cubierto de nieve o la dificultad de localizar el medidor para registrar la medición, por lo que es necesario llevar a cabo un control específico. Debería prestarse especial atención a la evaluación de la calidad de los datos que provienen de este tipo de medidores.

## 6.4 ERRORES Y CORRECCIONES EN LOS MEDIDORES

Conviene examinar en esta fase los errores y correcciones que se aplican hasta cierto punto a la mayoría de los medidores de precipitación, tanto a los medidores registradores como a los no registradores. Los casos correspondientes a los medidores registradores se analizan en la sección 6.5.

En OMM (1982, 1984, 1986, concretamente para la nieve, 1998, y, concretamente para la intensidad de la precipitación, 2006 y 2009) se encuentran reseñas completas sobre errores y correcciones. En OMM (1982) se dan detalles de los modelos utilizados actualmente para ajustar los datos brutos de las precipitaciones en Canadá, Dinamarca, Estados Unidos de América, la Federación de Rusia, Finlandia y Suiza. En OMM (1989a) se describe cómo se llegan a producir los errores. En OMM (1986 y 1989b) hay documentos recopilados de conferencias sobre el particular. En OMM (2006 y 2009) se ofrecen detalles sobre cómo mejorar la fiabilidad de las mediciones de la intensidad de la lluvia obtenidas mediante pluviómetros tradicionales de cubeta basculante, de pesada y otros tipos de medidores (ópticos, flotantes/de sifón, etc.).

La cantidad de precipitación medida por los medidores utilizados normalmente puede ser inferior a la precipitación real que llega al suelo en hasta un 30% o más. Las pérdidas sistemáticas varían según el tipo de precipitación (nieve, precipitaciones mixtas de nieve y lluvia, y lluvia).



El error sistemático de la medición de la precipitación sólida es en general grande, y puede alcanzar un orden de magnitud superior a los asociados normalmente a las mediciones de precipitación líquida.

Para numerosos fines hidrológicos es necesario, en primer lugar, ajustar los datos con el fin de corregir este error antes de efectuar cálculos. Por supuesto, los ajustes pueden ser inexactos (e incluso pueden empeorar las cosas). Por consiguiente, los datos originales deberían conservarse siempre como archivo básico, tanto para mantener la continuidad como para servir de base en los futuros ajustes mejorados, cuando sea posible hacerlos.

La evaluación tradicional de los errores de los medidores de la precipitación hace referencia a los denominados errores imputables al estado del tiempo. Se acepta ampliamente que la medición de la precipitación líquida en el suelo se ve afectada por distintas fuentes de errores sistemáticos y aleatorios, principalmente debidos a pérdidas inducidas por el viento, la humedad y la evaporación (véase OMM, 1982) que hacen poco fiable la medición de la lluvia ligera a moderada en ausencia de una calibración exacta. Los errores inducidos por el viento inciden en la intensidad de la lluvia del orden de 20 a 50 mm h<sup>-1</sup>, habiéndose observado en algunas estaciones de intercomparación en Europa central una incidencia cercana al 5% (OMM, 1984). También se reconoce que los errores de muestreo debidos a la índole discreta de la medición de la lluvia dependen del tamaño de la cubeta (para los pluviómetros de cubeta basculante) y del intervalo de muestreo o el tiempo de respuesta del instrumento, pero no de la intensidad de la precipitación, y pueden evaluarse de forma analítica (Colli y otros, 2013a).

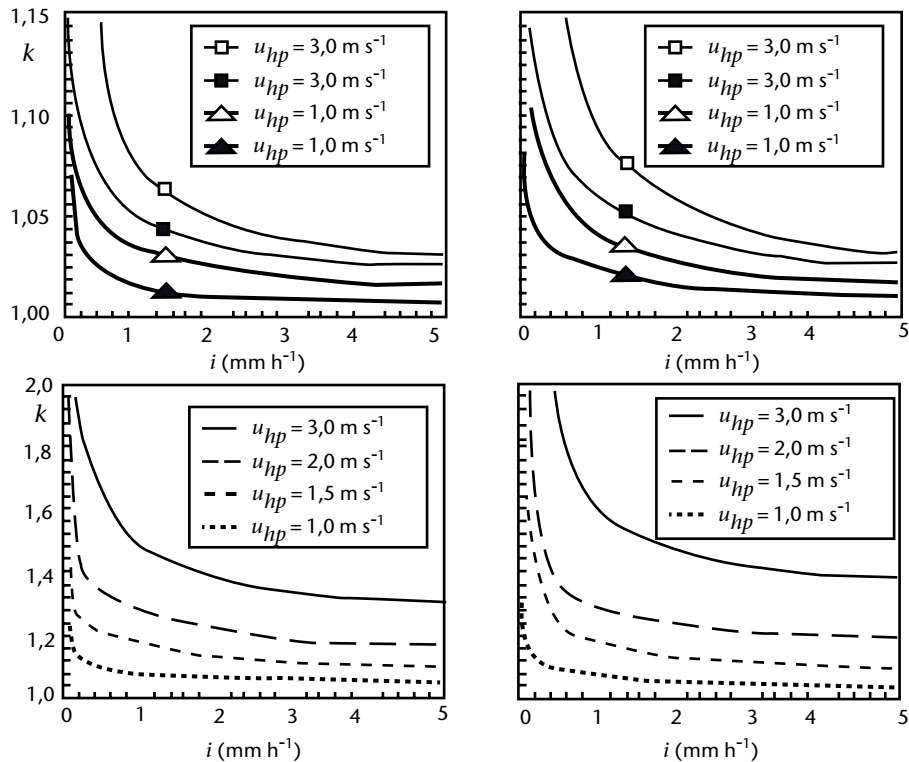
La cantidad verdadera de precipitación puede estimarse corrigiendo algunos de los diversos errores que se enumeran a continuación, si no todos:

- a) error debido a la deformación sistemática del campo de viento por encima de la boca del medidor: normalmente, del 2% al 10% para la lluvia, y del 10% al 50% para la nieve;
- b) error debido a la pérdida por humectación de las paredes interiores del colector;
- c) error debido a la pérdida por humectación en el depósito cuando se vacía: normalmente, del 2% al 15% en el verano y del 1% al 8% en el invierno, para b) y c) conjuntamente;
- d) error debido a la evaporación en el depósito (más importante en los climas cálidos): del 0% al 4%;
- e) error debido a las ventiscas de nieve;
- f) error debido a las salpicaduras hacia dentro y hacia fuera: del 1% al 2%;
- g) errores sistemáticos mecánicos y de muestreo, y errores debidos a efectos dinámicos (es decir, retardos sistemáticos debidos al tiempo de respuesta del instrumento): normalmente, del 5% al 15% para la intensidad de la lluvia, o incluso más para fenómenos de alta intensidad (véase OMM, 2009);
- h) errores aleatorios de observación y de los instrumentos, incluyendo las lecturas incorrectas de los medidores.

Los siete primeros errores son sistemáticos y se han enumerado por orden de importancia general. El error neto debido a las ventiscas de nieve y a las salpicaduras hacia dentro y hacia fuera del agua puede ser negativo o positivo, en tanto que los errores sistemáticos netos debidos al campo de viento y a otros factores son negativos. Como normalmente es difícil cuantificar los errores enumerados como e) y f), el modelo general para ajustar los datos procedentes de la mayoría de los medidores, propuesto originalmente por la OMM (1982) y modificado después por Legates y Willmott (1990), puede representarse de la siguiente forma:

$$P_k = k_r P_{cr} + k_s P_{cs} = k_r (P_{gr} + \Delta P_{1r} + \Delta P_{2r} + \Delta P_{3r} + \Delta P_{4r}) + k_s (P_{gs} + \Delta P_{1s} + \Delta P_{2s} + \Delta P_{3s} + \Delta P_{4s}) \quad (6.1)$$

donde los subíndices  $r$  y  $s$  se refieren a la precipitación líquida (lluvia) y sólida (nieve), respectivamente;  $P_k$  es la cantidad de precipitación ajustada;  $k$  (véase la figura 6.3) es el factor



**Figura 6.3.** Factor de conversión  $k$ —definido como el cociente entre la precipitación “correcta” y la medida para la lluvia (arriba) y para la nieve (abajo)—, para dos medidores no protegidos, en función de la velocidad del viento  $u_{hp}$ , la intensidad  $i$  y el tipo de situación meteorológica, según Nespor y Sevruk (1999). A la izquierda figura el pluviómetro normalizado manual alemán de Hellmann, y a la derecha el pluviómetro registrador de cubeta basculante de Lambrecht. Los cuadrados y triángulos blancos de los diagramas de la parte superior de la figura se refieren a las precipitaciones orográficas y los símbolos con relleno de color negro, a los chaparrones. Hay que tener en cuenta las diferentes escalas para la lluvia y la nieve. En los medidores protegidos,  $k$  puede reducirse al 50% y al 70% para la nieve y para la precipitación mixta, respectivamente (OMM, 1998). Las pérdidas de calor no se tienen en cuenta en los diagramas (en Suiza, entre el 10% y el 50% de los valores medidos de nieve fresca varían con la altitud).

de ajuste para corregir los efectos de la deformación del campo de viento;  $P_c$  es la cantidad de precipitación captada por el colector del medidor;  $P_s$  es la cantidad medida de precipitación en el medidor;  $\Delta P_1$  es el ajuste para corregir la pérdida por humectación de las paredes interiores del colector;  $\Delta P_2$  es el ajuste para corregir la pérdida por humectación en el depósito después de vaciarlo;  $\Delta P_3$  es el ajuste para corregir la evaporación del depósito, y  $\Delta P_4$  es el ajuste para corregir los errores mecánicos sistemáticos.

Los errores debidos a las condiciones meteorológicas en el colector, así como los relacionados con la humectación, las salpicaduras y la evaporación, suelen denominarse errores por captación. Indican la capacidad del instrumento para recoger la cantidad exacta de agua según la definición de precipitación en el suelo, es decir, el total de agua que cae sobre la zona de proyección del colector sobre el suelo. Los errores sistemáticos mecánicos y de muestreo, que normalmente se denominan errores de cuantificación, están relacionados con la capacidad del instrumento para detectar correctamente la cantidad de agua recogida por el instrumento. Las intercomparaciones de la OMM en laboratorio e *in situ* de pluviómetros de medición de la intensidad (OMM, 2006 y 2009) contribuyeron a evaluar los errores de cuantificación y documentaron los métodos de calibración en laboratorio e *in situ* para identificar o corregir los errores de cuantificación de las mediciones de la intensidad de la lluvia. Obviamente, esos errores pueden deberse a aspectos muy diferentes de la fase de detección, ya que los instrumentos tal vez difieran en el principio de medición aplicado, los detalles de construcción, las soluciones operativas, etc.



Las correcciones de los errores en la medición de la precipitación se aplican a totales diarios o mensuales y, en algunas prácticas, a episodios de precipitación individuales.

En el caso de las mediciones de la intensidad de la precipitación, los errores sistemáticos mecánicos pueden corregirse adecuadamente mediante una calibración en laboratorio normalizada, denominada calibración dinámica en condiciones de estado estacionario del caudal de referencia (Niemczynowicz, 1986; OMM, 2009). En el anexo 6.D se encontrarán más detalles.

En general, los datos suplementarios requeridos para hacer ajustes relacionados con las condiciones meteorológicas son la velocidad del viento en la boca del medidor durante la precipitación, el tamaño de las gotas, la intensidad de la precipitación, la temperatura y la humedad del aire, y las características del emplazamiento del medidor. Aunque la temperatura pueda afectar en algo al medidor, reduciendo su capacidad de captación, se trata de un efecto considerablemente menos importante que el de la velocidad del viento a la altura del medidor (Yang y otros, 1993; Yang y otros, 1995). La velocidad del viento y el tipo o la intensidad de la precipitación pueden ser variables suficientes para determinar las correcciones. A veces se utiliza la velocidad del viento solamente. En los lugares donde no se realizan estas observaciones se puede recurrir a la interpolación de las observaciones realizadas en emplazamientos adyacentes, con objeto de realizar dichos ajustes, pero ha de procederse con cautela, y únicamente en lo que se refiere a datos mensuales de pluviosidad.

En la mayoría de los medidores de precipitación, la velocidad del viento es el factor ambiental más importante que contribuye a la medición insuficiente de la precipitación sólida. Esos datos deben obtenerse a partir de observaciones meteorológicas normalizadas en el emplazamiento, con el fin de proporcionar ajustes diarios. En particular, si la velocidad del viento no se mide a la altura de la boca del medidor, puede averiguarse mediante un procedimiento de reducción media de la velocidad del viento, conociendo la rugosidad de la superficie y la altura angular de los obstáculos circundantes. En el anexo 6.B<sup>1</sup> se describe el procedimiento propuesto, que depende mucho del lugar, y en el que para hacer la estimación hay que conocer debidamente el emplazamiento de la estación y del medidor. Los medidores protegidos captan más precipitación que los no protegidos, sobre todo en el caso de la precipitación sólida. Por lo tanto, los medidores deberían protegerse naturalmente (por ejemplo, claros de los bosques) o artificialmente (por ejemplo, paravientos Alter, tipo Nipher canadiense, o Tretyakov) a fin de minimizar los efectos adversos de la velocidad del viento sobre las mediciones de la precipitación sólida (para obtener información sobre el diseño de las pantallas protectoras, véase OMM, 1998 y 2008). El tipo de configuración del paraviento, así como el tipo de medidor, alterará la relación entre la velocidad del viento y la eficacia de la captación, e influirá en la homogeneidad de los datos.

La pérdida por humectación (Sevruk, 1974a) es otra pérdida sistemática acumulativa en los medidores manuales que varía según la precipitación y el tipo de aparato; su magnitud depende también del número de veces que se vacía el medidor. La pérdida por humectación media puede llegar hasta 0,2 mm por observación. En estaciones sinópticas donde la precipitación se mide cada 6 horas puede llegar a ser una pérdida muy importante. En algunos países la pérdida por humectación se ha calculado entre el 15% y el 20% de la precipitación medida en invierno. Una alternativa factible es la corrección de la pérdida por humectación en el momento de la observación. Dicha pérdida puede ser reducida con un pluviómetro bien diseñado. La metodología para determinar la pérdida por humectación de los medidores manuales (OMM, 1998) sería suficiente. Se recomienda reexaminar periódicamente (por ejemplo, cada cinco años) la pérdida por humectación de los medidores manuales, ya que tienden a ir cambiando a medida que el colector va envejeciendo. Las superficies internas deberían ser de un material que pueda mantenerse liso y limpio: la pintura, por ejemplo, no resulta adecuada, pero el esmalte al horno es satisfactorio. Deberían reducirse al mínimo las costuras en la construcción.

Las pérdidas por evaporación (Sevruk, 1974b) varían según el tipo de medidor, la zona climática y la época del año. La pérdida por evaporación constituye un problema en los medidores que

<sup>1</sup> Procedimiento para la reducción del viento recomendado por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión (1994).

no tienen en la cubeta un embudo, especialmente a finales de primavera en las latitudes medias. Se han comunicado pérdidas superiores a 0,8 mm por día. En invierno las pérdidas son mucho menores en comparación con los meses de verano, variando entre 0,1 y 0,2 mm por día. Sin embargo, estas pérdidas son acumulativas. En un medidor bien diseñado solo se expone una pequeña superficie de agua, su ventilación se reduce al mínimo, y la temperatura del agua se mantiene baja gracias a una superficie exterior reflectiva. En los medidores registradores de almacenamiento y acumulación, prácticamente se pueden eliminar los errores asociados a la evaporación mediante el uso de aceite en el colector.

Es evidente que para lograr la compatibilidad de los datos, cuando se utilizan diferentes tipos de medidores y de protección en todas las condiciones meteorológicas, resulta imperioso efectuar las correcciones de las mediciones reales. En todos los casos en que se ajustan las mediciones de la precipitación para reducir los errores, se recomienda firmemente que se publiquen los valores medidos y también los ajustados.

## 6.5 MEDIDORES DE PRECIPITACIÓN REGISTRADORES

El registro automático de la precipitación tiene las ventajas de que puede proporcionar una mejor resolución temporal que las mediciones manuales y de que es posible reducir las pérdidas por evaporación y por humectación. Naturalmente, está sometido a los efectos del viento de que se trata en la sección 6.4.

Por lo general se utilizan tres tipos de medidores de precipitación registradores: el de pesaje (o de pesada), el de cubeta basculante (o de balancín), y el de flotador. Solamente el medidor de pesaje resulta satisfactorio para medir todo tipo de precipitación; el uso de los otros dos se limita en gran parte a la medición de la cantidad de lluvia. Existen nuevos tipos de medidores registradores automáticos que miden la precipitación sin partes móviles utilizando dispositivos tales como sondas de capacitancia, transductores de presión, dispositivos ópticos o pequeños dispositivos de radar, capaces de proporcionar una señal electrónica que es proporcional al equivalente de la precipitación. El dispositivo de reloj que cronometra los intervalos y fecha el registro de tiempo es un componente muy importante del registrador.

Debido a la alta variabilidad de la intensidad de la precipitación en períodos de 1 minuto, un valor único de intensidad de lluvia en períodos de 1 minuto no es representativo de un período de tiempo más largo. Por tanto, la intensidad de la lluvia en períodos de 1 minuto no debería utilizarse con metodologías de muestreo temporal, como una medición sinóptica cada hora o cada 3 horas. Se necesita una sincronización temporal muy buena, superior a 10 segundos, entre el tiempo de referencia y los diferentes instrumentos de la estación de observación.

### 6.5.1 Medidor de precipitación de pesaje (o de pesada)

#### 6.5.1.1 Instrumentos

En estos instrumentos, el peso de un depósito y la precipitación acumulada en él se registran continuamente, bien por medio de un mecanismo dotado de un muelle, bien con un sistema de balanza de pesas. Se registra, pues, toda la precipitación, ya sea líquida o sólida, a medida que cae. Este tipo de medidor normalmente no tiene mecanismo alguno para vaciarse por sí solo; la capacidad (es decir, la acumulación máxima entre recargas) varía de 250 a 1 500 mm, según el modelo. Debería evitarse el uso de modelos de baja capacidad en zonas donde podría registrarse la acumulación máxima en breves períodos de tiempo. Los medidores registradores deben mantenerse para reducir al mínimo las pérdidas por evaporación, operación que puede realizarse añadiendo suficiente aceite u otro inhibidor de la evaporación en el depósito para que forme una película por encima de la superficie del agua. Cualquier dificultad que se plantee como consecuencia de la oscilación de la balanza debida a fuertes vientos puede reducirse mediante la adecuada programación por un microprocesador para eliminar este efecto en las lecturas. Los medidores de pesaje son especialmente útiles para registrar la nieve, el granizo y las precipitaciones mixtas de nieve y lluvia, debido a que la precipitación sólida no requiere fusión

para poder registrarla. Para el funcionamiento en invierno, el depósito de captación se carga con una solución de anticongelante (véase la sección 6.3.2), con el fin de disolver los contenidos sólidos. La cantidad de anticongelante depende de la cantidad prevista de precipitación y de la temperatura mínima prevista en el momento de la dilución mínima. Estos instrumentos no utilizan partes mecánicas móviles en los mecanismos de pesaje; solamente se produce una deformación elástica. Por tanto, la degradación mecánica y la necesidad consiguiente de mantenimiento se reducen significativamente.

En general, la señal de salida digitalizada se promedia y se filtra. También puede calcularse la intensidad de la precipitación mediante las diferencias entre dos o más mediciones consecutivas del peso. La exactitud de estos tipos de medidores está directamente relacionada con sus características de medición y/o de registro, que pueden variar según los fabricantes.

Los datos proporcionados por muchos instrumentos contienen parámetros de diagnóstico que resultan muy útiles para la evaluación posterior de los datos medidos y para el control de la calidad de los datos.

#### 6.5.1.2 **Errores y correcciones**

Salvo el error debido a la pérdida por humectación en el depósito cuando se vacía, los medidores registradores de pesaje están expuestos a todas las demás fuentes de error analizadas en la sección 6.4. Asimismo, debería señalarse que no es posible identificar el tipo de precipitación con los medidores registradores automáticos solamente. Un importante problema con este tipo de medidores es que la precipitación, particularmente la lluvia engelante o la nieve húmeda, puede adherirse al interior de la boca del pluviómetro y no caer en la cubeta hasta después. Esto limita considerablemente la capacidad de los medidores registradores de pesaje para indicar el momento preciso de los fenómenos de precipitación. Otro fallo común de los medidores de pesaje es la acción del viento, sobre todo en el caso de vientos fuertes, cuando las turbulentas corrientes de aire pasan a través del depósito de captación y causan oscilaciones en el mecanismo de pesaje. Los errores asociados a esos registros anómalos pueden minimizarse promediando las lecturas a breves intervalos, normalmente de entre 1 y 5 minutos. Puede que, a causa del mal funcionamiento del reloj del instrumento, el período o la fecha en que se asignen las captaciones sean incorrectos. Algunos medidores registradores de pesaje también pueden experimentar cierta sensibilidad a la temperatura en el mecanismo de pesaje que añade a los datos registrados un componente proporcional al ciclo de temperatura diurna.

Algunos errores potenciales de los métodos manuales para medir la precipitación pueden eliminarse o al menos minimizarse mediante medidores registradores de pesaje. Los errores aleatorios de la medición unidos al error del observador humano y a ciertos errores sistemáticos, particularmente la pérdida por evaporación y por humectación, se reducen al mínimo. En algunos países, a las observaciones de trazas se les fija oficialmente un valor de cero, lo que da como resultado una subestimación errónea del total de precipitación de la estación. Este problema se minimiza con los medidores de pesaje, puesto que con el tiempo se acumularán incluso pequeñas cantidades de precipitación.

Una característica fundamental de los medidores registradores de pesaje al medir la intensidad de la precipitación es el tiempo de respuesta (incluido el proceso de filtrado), que origina errores de medición (retardo sistemático). Los tiempos de respuesta, indicados en los manuales de uso o evaluados durante una comparación previa de la OMM (OMM, 2009), se sitúan en un rango de entre 6 segundos y unos minutos, según el diseño y el modelo del medidor. La resolución de la intensidad de la precipitación en intervalos de 1 minuto de los medidores registradores de pesaje puede diferir enormemente de un modelo a otro y depende de la resolución del transductor. También es posible que esos medidores muestren un límite o umbral de discriminación para la intensidad de la precipitación.

La corrección de los datos de medidores de pesaje sobre una base horaria o diaria puede resultar más difícil que en períodos más largos, como en el caso de los resúmenes climatológicos mensuales. A la hora de interpretar y corregir con precisión las mediciones de precipitación

realizadas con medidores automáticos serán útiles los datos auxiliares procedentes de estaciones meteorológicas automáticas, como el viento a la altura del medidor, la temperatura del aire, el tiempo presente o el espesor de la nieve.

### 6.5.1.3 **Calibración y mantenimiento**

Los medidores registradores de pesaje tienen normalmente pocas partes móviles y, por lo tanto, raramente hay que calibrarlos. En general, para la calibración hay que utilizar una serie de pesas que, cuando se colocan en la cubeta o en el depósito de captación, proporcionan un valor predeterminado equivalente a una cantidad de precipitación. Las calibraciones deberían llevarse a cabo normalmente en un entorno de laboratorio y siguiendo las instrucciones del fabricante.

En el anexo 6.D se explica un procedimiento alternativo para calibrar los medidores registradores de pesaje al realizar mediciones de la intensidad de la precipitación. Esta calibración, denominada calibración dinámica en condiciones de estado estacionario del caudal de referencia, se lleva a cabo para evaluar los errores en la medición del medidor de pesaje. El procedimiento también puede servir para evaluar la respuesta dinámica del medidor de pesaje mediante la clásica prueba de respuesta por grado de intensidad, es decir, introduciendo en el instrumento un caudal de referencia que muestre un único cambio abrupto desde cero hasta un valor equivalente a una intensidad de lluvia dada. Es más, mediante la repetición de la calibración dinámica en condiciones no estacionarias (intensidades de referencia variables en el tiempo como simulación de fenómenos reales) se puede ajustar la calibración de los medidores de pesaje (especialmente para los retardos sistemáticos debidos al tiempo de respuesta del instrumento), lo que podría mejorar los resultados dinámicos y la exactitud con fenómenos reales (Colli y otros, 2013b).

El mantenimiento de rutina debería efectuarse cada tres o cuatro meses, según las condiciones de la precipitación en el lugar. Habría que inspeccionar el exterior y el interior del medidor para ver si se ha soltado o roto alguna pieza y para asegurarse de que el instrumento está nivelado. Toda lectura manual debería comprobarse con el registro de datos extraíble para garantizar la coherencia antes de retirar y anotar el registro. La cubeta o el depósito de captación deberían vaciarse, inspeccionarse, limpiarse, en caso necesario, y recargarse con aceite solamente para la operación de precipitación líquida, o con anticongelante y aceite si se prevé precipitación sólida (véase la sección 6.3.2). El dispositivo de registro se tendría que poner a cero para aprovechar al máximo el rango del medidor. En caso necesario, habría que verificar y reemplazar la memoria digital, así como el suministro energético. Se deberán verificar los intervalos de tiempo y las fechas de los registros.

El mantenimiento y las comprobaciones de rutina deberían incluir una calibración adecuada *in situ*, así como la comprobación de la calibración *in situ* o la inspección en el emplazamiento de manera periódica, teniendo en cuenta las limitaciones operativas y del emplazamiento. En el anexo 6.E puede consultarse un procedimiento recomendado para los medidores de intensidad de la lluvia, mediante un dispositivo portátil para la intensidad de referencia.

## 6.5.2 **Pluviógrafo de cubeta basculante (o de balancín)**

El pluviógrafo de cubeta basculante (también llamado de balancín) se utiliza para medir la intensidad de lluvia, así como los totales acumulados. Deberían aplicarse correcciones adecuadas según la intensidad (véase la sección 6.5.2.2) a fin de mejorar la exactitud de las mediciones de la intensidad y prevenir que se subestime la intensidad de lluvias copiosas y se sobreestime la de lluvias ligeras, ambas situaciones típicas de pluviógrafos de cubeta basculante no corregidos.

### 6.5.2.1 **Instrumentos**

El principio en el que se basa el funcionamiento de este instrumento es muy sencillo. Un pluviógrafo de cubeta basculante utiliza un depósito con dos compartimentos gemelos de metal o plástico para medir el agua entrante en partes del mismo peso. Cuando un compartimento

se llena, el centro de la masa se desplaza del eje y se produce un movimiento de basculación, con lo que se vacía el agua recogida y el segundo compartimento se coloca en la posición de captación. Debido a la forma de los compartimentos del depósito, el agua se vacía desde el que esté más bajo. La masa de agua que contiene la cubeta es constante ( $m$  [g]). Por tanto, mediante la densidad de agua ( $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$ ), se calcula el volumen correspondiente ( $V$  [ $\text{cm}^3$ ]) al peso del agua, lo que permite obtener la altura de acumulación correspondiente ( $h$  [mm]) utilizando la superficie del colector ( $S$  [ $\text{cm}^2$ ]). La ecuación es la siguiente:

$$V = m/\rho = h \cdot S \quad (6.2)$$

Así, tomando la densidad de agua, se calcula  $h$ , donde 1 mm corresponde a 1 g de agua en una superficie de  $10 \text{ cm}^2$ . Para contar con registros detallados de la precipitación, la cantidad de lluvia no debería ser superior a 0,2 mm. En un pluviógrafo con una superficie de  $1\,000 \text{ cm}^2$ , esto corresponde a 20 g de agua en la cubeta.

La señal de salida bruta se obtiene con un cierre de contacto (interruptor de lengüeta o contacto de relé), de modo que cada vez que se produce un movimiento de basculación se genera un impulso eléctrico como señal de salida que debe quedar registrado por un registrador de datos o un convertidor analógico a digital (sistema de adquisición de datos equipado con puertos de lectura de interruptor de lengüeta). Este mecanismo proporciona una medición ininterrumpida sin interacción manual.

La intensidad de la lluvia de los pluviógrafos de cubeta basculante sin corrección se calcula según la cantidad de movimientos de basculación en un intervalo de muestreo periódico (normalmente 6 o 10 segundos) y se promedia para un intervalo de tiempo seleccionado (por ejemplo, 1 minuto). De esa forma, cada minuto se obtiene un valor de intensidad que representa la intensidad del minuto o los minutos transcurridos. Este sistema de muestreo reduce la incertidumbre del promedio. Además, la resolución de la intensidad de la lluvia depende del tamaño de la cubeta y del intervalo de tiempo elegido. Por ejemplo, un valor de basculación equivalente a 0,2 mm da lugar a una resolución de la intensidad de lluvia en intervalos de 1 minuto de  $12 \text{ mm h}^{-1}$  que es constante en el rango de medición del pluviómetro si no se aplican correcciones dependientes de la intensidad.

Se requiere poco tiempo, aunque sí una cantidad finita del mismo, para que el recipiente se incline, y durante la primera mitad del movimiento puede entrar más agua en el compartimento que ya contiene la cantidad calculada de lluvia. La pérdida de agua durante el movimiento de basculación indica un error mecánico sistemático que depende más bien de la intensidad propiamente dicha y puede ser apreciable con lluvia fuerte ( $> 100 \text{ mm h}^{-1}$ ). Sin embargo, es posible corregirlo mediante un procedimiento de calibración como el indicado en el anexo 6.D y la aplicación de una curva o algoritmo de corrección (véase la sección 6.4). Un método alternativo sencillo consiste en utilizar un dispositivo como un sifón al pie del embudo para dirigir el agua hacia los recipientes a un ritmo controlado. De esa manera se igualan las intensidades máximas de lluvia durante un período muy breve. También puede agregarse un dispositivo para acelerar el movimiento del recipiente; fundamentalmente, puede consistir en una pequeña lámina que, al recibir el impacto del agua que cae desde el colector, añade fuerza —que varía con la intensidad de la lluvia— al proceso de basculación del recipiente.

El pluviógrafo de cubeta basculante es particularmente adecuado para las estaciones meteorológicas automáticas, porque se presta a los métodos digitales. El impulso generado por un cierre de contacto puede controlarse mediante un registrador de datos, preferiblemente con la hora a la que se producen los movimientos de basculación, a fin de calcular la intensidad de lluvia corregida, que podrá utilizarse a continuación para obtener la cantidad de precipitación en períodos seleccionados. También puede utilizarse con un registrador de bandas de papel.

#### 6.5.2.2 Errores y correcciones

Las fuentes de error del pluviógrafo de cubeta basculante difieren en cierto modo de las de otros medidores registradores, por lo que se aconsejan precauciones y correcciones especiales. Algunas de las fuentes de error son las siguientes:

- a) La pérdida de agua durante la inclinación con fuerte lluvia; esta puede reducirse considerablemente realizando una calibración dinámica (véase el anexo 6.D) y aplicando una corrección según la intensidad.
- b) Con el diseño habitual del recipiente, la superficie de agua expuesta es grande en relación con su volumen, por lo que se pueden producir pérdidas por evaporación apreciables, especialmente en regiones cálidas. Este error puede ser importante cuando la lluvia es débil.
- c) La naturaleza discontinua del registro puede producir datos insatisfactorios con llovizna débil o incluso lluvia muy débil y, en particular, no es posible determinar con exactitud la hora del comienzo o del fin de la precipitación.
- d) El agua puede adherirse a las paredes y al borde del recipiente, con lo que se produce un residuo de lluvia en el mismo y un peso adicional que ha de superarse mediante la acción de inclinación. Las pruebas con recipientes encerados dan una reducción del 4% del volumen requerido para el efecto basculante, con respecto a los no encerados. La calibración volumétrica puede cambiar, sin ajustar los tornillos de calibración, al variar la humectabilidad a través de la oxidación en superficie o la contaminación por las impurezas y variaciones en la tensión superficial.
- e) El chorro de agua que cae del embudo en el recipiente expuesto puede dar lugar a una lectura excesiva según el tamaño, la forma y la posición de la boca.
- f) El instrumento es particularmente propenso a la fricción y a una basculación inadecuada del recipiente cuando el pluviógrafo no está nivelado.
- g) La limitada repetibilidad en diversas intensidades de lluvia del intervalo de tiempo entre movimientos de basculación debida a la baja estabilidad del mecanismo de los compartimentos (es decir, el movimiento de la cubeta) degrada las mediciones; este efecto mecánico sistemático puede investigarse mediante pruebas específicas en las que se registra una serie de intervalos de tiempo entre basculaciones y que permiten estimar la precisión mecánica de la cubeta (véase Colli y otros, 2013b); esos errores pueden reducirse mejorando la calidad de construcción de los medidores.
- h) Los errores de muestreo de los pluviógrafos de cubeta basculante (Habib y otros, 2001) tienen grandes consecuencias adicionales sobre los resultados *in situ* en regímenes de precipitación ligera; estos errores consisten en el retardo del mecanismo de cubeta basculante al asignar la cantidad de agua recogida al intervalo de tiempo correspondiente; existen distintas técnicas de cálculo para reducir el impacto de los errores de muestreo y aportar mediciones de la intensidad de lluvia de una resolución superior a la permitida por la sensibilidad de los pluviógrafos de cubeta basculante (véase Colli y otros, 2013a).

Mediante una calibración cuidadosa pueden hacerse correcciones de las partes sistemáticas de esos errores. La corrección eficaz para mejorar la medición de la intensidad de la lluvia (OMM, 2009) y, por consiguiente, de la cantidad acumulada correspondiente, consiste en llevar a cabo una calibración dinámica y usar curvas de corrección (véase la sección 6.4), por ejemplo, aplicando una corrección mediante un programa informático o un algoritmo en el sistema de adquisición de datos. Como alternativa, se puede realizar un procedimiento de linealización en el circuito electrónico del instrumento (generando una emisión de impulsos adicionales según la intensidad) o mediante un mecanismo (por ejemplo, pequeños deflectores que inducen una presión dinámica de intensidad creciente, por lo que el movimiento de balanceo sucede antes de que la cubeta esté llena). En OMM (2009) se muestra que la linealización por impulsos electrónicos adicionales es adecuada para medir la cantidad de precipitación, pero no tanto para medir la intensidad. Por otra parte, la linealización mecánica compensa la pérdida de agua durante el movimiento de balanceo y reduce enormemente la subestimación de la intensidad durante fenómenos de mucha intensidad. La corrección mediante UN programa informático (curva o algoritmo de corrección) resultó ser el método más eficaz para corregir errores mecánicos sistemáticos.



Las mediciones de los pluviógrafos de cubeta basculante pueden corregirse con respecto a los efectos de exposición de la misma forma que en otros tipos de medidores de precipitación.

Durante la estación fría pueden utilizarse dispositivos calefactores que permitan efectuar las mediciones, sobre todo de precipitación sólida. Sin embargo, se ha observado que el rendimiento de los pluviógrafos de cubeta basculante calentados es muy deficiente debido a la aparición de grandes errores originados por el viento y por la evaporación de nieve fundida, por lo que esos pluviógrafos no se recomiendan para medir la precipitación en invierno en regiones donde las temperaturas son inferiores a 0 °C durante prolongados períodos de tiempo.

### 6.5.2.3 **Calibración y mantenimiento**

La calibración del pluviógrafo de cubeta basculante se realiza normalmente pasando una cantidad conocida de agua a través del mecanismo de inclinación a diversas velocidades, y ajustando el mecanismo al volumen conocido. Ese procedimiento debería realizarse en condiciones de laboratorio. En el anexo 6.D se facilita información sobre los procedimientos de calibración recomendados para este tipo de medidores.

El mantenimiento y las comprobaciones de rutina deberían incluir una calibración adecuada *in situ*, así como la comprobación de la calibración *in situ* o la inspección en el emplazamiento de manera periódica, teniendo en cuenta las limitaciones operativas y del emplazamiento. En el anexo 6.E puede consultarse un procedimiento recomendado para los medidores de intensidad de la lluvia, mediante un dispositivo portátil para la intensidad de referencia.

En razón de las numerosas fuentes de error, las características de captación y la calibración de los pluviógrafos de cubeta basculante constituyen una interacción compleja de muchas variables. Las comparaciones diarias con el pluviógrafo normalizado pueden proporcionar factores útiles de corrección, y representan una buena práctica. Los factores de corrección pueden variar de una estación a otra y, en general, son mayores que 1,0 (sublectura) en el caso de lluvia de poca intensidad, y menores que 1,0 (sobrelectura) en el de lluvia muy intensa. La relación entre el factor de corrección y la intensidad no es lineal, sino que forma una curva.

El mantenimiento de rutina debería comprender la limpieza de la suciedad y de los residuos que se hayan acumulado en el embudo y en los recipientes, y asegurarse de que el pluviógrafo esté nivelado. Se recomienda encarecidamente sustituir una vez al año el mecanismo de inclinación por otro recién calibrado. Se deben verificar los intervalos de tiempo y las fechas de los registros.

### 6.5.3 **Pluviógrafo de flotador**

En este tipo de instrumento la lluvia pasa a un recipiente que es, en realidad, una cámara que contiene un ligero flotador. A medida que el nivel del agua de la cámara aumenta, el movimiento vertical del flotador se transmite, mediante un mecanismo adecuado, al movimiento de una plumilla que se desliza sobre una banda o a un transductor digital. Ajustando debidamente las dimensiones de la boca del colector, el flotador y la cámara, se puede utilizar cualquier escala para la banda de registro.

A fin de poder registrar la precipitación caída durante un período adecuado (en general, de 24 horas), la cámara del flotador ha de ser muy grande (en cuyo caso se obtiene, sobre la banda de registro, una escala comprimida), o bien hay que recurrir a un mecanismo que realice automáticamente y con rapidez el vaciado de la cámara del flotador cada vez que se llene, de modo que la plumilla u otro indicador regrese a la posición del cero en la banda. Habitualmente se recurre a un sifón. El proceso de funcionamiento del sifón debería comenzar precisamente en el nivel predeterminado, y sin tendencia a que el agua rebose o produzca goteos ni al principio ni al fin del período de funcionamiento del sifón, que no debería prolongarse más de 15 segundos. En algunos instrumentos, la cámara del flotador está montada sobre cuchillas que actúan de fulcro, de modo que cuando la cámara está llena se desequilibra; el ascenso del nivel del agua ayuda a que empiece a actuar el sifón, y cuando la cámara está vacía vuelve a su posición original. Otros pluviógrafos están dotados de un sifón forzado que actúa en menos

de 5 segundos. Un tipo de esos sifones tiene una pequeña cámara, separada de la principal, en la que se deposita la lluvia que cae mientras actúa el sifón. Esta cámara se vacía en la principal cuando el sifón deja de actuar, garantizando así un correcto registro de la cantidad total de lluvia.

Si existe la posibilidad de que el agua de la cámara del flotador se congele durante el invierno, debería instalarse un sistema de calefacción (preferentemente controlado por un termostato) dentro del pluviógrafo. Esto impedirá daños en el flotador y en su cámara, y permitirá registrar la lluvia durante ese período. Un pequeño elemento calefactor o una lámpara eléctrica resultan adecuados cuando existe una red eléctrica; de no ser así, se pueden utilizar otras fuentes de energía. Un método práctico consiste en utilizar una pequeña resistencia arrollada a la cámara colectora, conectada con una batería de gran capacidad. La cantidad de calor suministrado debería reducirse al mínimo necesario para impedir la congelación, porque el calor puede disminuir la exactitud de las observaciones estimulando los movimientos verticales de aire por encima del pluviógrafo e incrementando además las pérdidas por evaporación.

Se ha señalado que en algunos países la captación por medidores calentados sin protección es totalmente insuficiente, a causa del viento y de la evaporación de nieve fundida, como en el caso de los medidores de pesaje (véase la sección 6.5.1.2).

El mantenimiento de este pluviógrafo es similar al del medidor de pesaje (véase la sección 6.5.1.3), salvo que la calibración se realiza utilizando un volumen conocido de agua.

## 6.6 **MEDICIÓN DEL ROCÍO, DE LA ACUMULACIÓN DE HIELO Y DE LA PRECIPITACIÓN DE NIEBLA**

### 6.6.1 **Medición del rocío y de la humedad de las hojas**

El depósito de rocío es esencialmente un fenómeno nocturno y, aunque de proporciones relativamente pequeñas y muy variable según los lugares, es de gran interés en las zonas áridas; en las regiones muy áridas puede ser del mismo orden de magnitud que la lluvia. La exposición de las hojas de las plantas a la humedad líquida del rocío, la niebla y la precipitación desempeña también una importante función en las enfermedades de las plantas, en la actividad de los insectos y en la recolección y la conservación de los cultivos.

Con el fin de evaluar la contribución hidrológica del rocío, es necesario distinguir entre el rocío formado:

- a) como resultado del transporte hacia abajo de la humedad atmosférica condensada en superficies frías, denominado rocío de precipitación;
- b) por el vapor de agua procedente del suelo y de las plantas y condensado en superficies frías, denominado rocío de destilación;
- c) como agua exudada por hojas, conocido como gutación.

Las tres fuentes pueden contribuir simultáneamente a la formación del rocío observado, aunque solo la primera aporta agua adicional a la superficie, y la última tiene generalmente como resultado una pérdida neta. Otra fuente de humedad es la procedente de gotitas de niebla o de nube reunidas por las hojas y ramitas de la vegetación, que llegan al suelo por goteo o resbalando sobre los tallos.

La cantidad de rocío depositado en una superficie dada y en un período determinado se expresa habitualmente en kilogramos por metro cuadrado o en milímetros de espesor del rocío. Siempre que fuera posible, la cantidad debería medirse con una resolución de una décima de milímetro.

La humedad de las hojas puede describirse como ligera, moderada o grande, pero sus medidas más importantes son el instante de comienzo y la duración.



En OMM (1992*b*) se analizan los instrumentos concebidos para medir el rocío y la duración de la humedad de las hojas, y también figura bibliografía.

Se han tomado en consideración los métodos que se describen a continuación para medir la humedad de las hojas.

La cantidad de rocío depende esencialmente de las propiedades de la superficie, tales como sus propiedades radiativas, su tamaño y su aspecto (horizontal o vertical). Puede medirse exponiendo una lámina o superficie, natural o artificial, con propiedades conocidas o normalizadas, y evaluar la cantidad de rocío pesándola, observándola visualmente o utilizando alguna otra magnitud, como la conductividad eléctrica. El problema radica en la elección de la superficie, porque los resultados obtenidos instrumentalmente no son necesariamente representativos del depósito de rocío en objetos próximos. Por tanto, deberían establecerse relaciones empíricas entre las mediciones instrumentales y el depósito de rocío sobre una superficie natural, para cada serie particular de condiciones de superficie y exposición; también tendrían que establecerse relaciones empíricas para distinguir los diferentes procesos de formación de rocío, cuando ello sea importante para la aplicación de que se trate.

Se utilizan diversos instrumentos para efectuar la medición directa de la formación, cantidad y duración de la humedad y el rocío de las hojas. Los registradores de duración del rocío utilizan elementos que cambian por sí mismos, de tal modo que indican o registran el período de humedad, o bien están dotados de sensores eléctricos en los que la conductividad eléctrica de la superficie de las hojas naturales o artificiales cambia en presencia del agua debida a la lluvia, la nieve, la niebla húmeda o el rocío. En las mediciones del rocío, la cantidad de humedad depositada en forma de precipitación o rocío se pesa y se registra. En la mayoría de los instrumentos que permiten un registro continuo es posible distinguir entre los depósitos de humedad causados por la niebla, el rocío o la lluvia, considerando el tipo de traza. El único método seguro para efectuar la medición directa del rocío neto de precipitación es utilizar un lisímetro muy sensible (véase el capítulo 10 de la parte I).

En OMM (1992*b*) se recomienda desarrollar, como instrumentos de referencia, dos instrumentos electrónicos particulares para medir la humedad de las hojas, y se proponen varios modelos de simulación de humedad de las hojas. Algunos utilizan un procedimiento de equilibrio de energía (el inverso a los modelos de evaporación), en tanto que otros utilizan correlaciones. Muchos de ellos requieren mediciones micrometeorológicas. Lamentablemente, no existe ningún método de medición normalizado reconocido para verificarlos.

## 6.6.2 **Medición de la acumulación de hielo**

El hielo puede acumularse en las superficies como resultado de varios fenómenos. La acumulación de hielo como consecuencia de la precipitación congelada, denominada con frecuencia hielo liso o cencellada transparente, representa el tipo más peligroso de condición de congelación y puede causar grandes daños a árboles, arbustos, líneas telefónicas y eléctricas, así como crear situaciones de riesgo en carreteras y en pistas de aeródromos. La escarcha (denominada generalmente helada) se forma cuando el aire con una temperatura de punto de rocío por debajo del nivel de congelación se satura por enfriamiento. La escarcha es un depósito de cristales de hielo entremezclados, formados por sublimación directa sobre objetos (normalmente de pequeño diámetro) tales como ramas de árboles, tallos de plantas, bordes de hojas, alambres, postes, etc. La cencellada blanca es un depósito de hielo opaco, de aspecto granular y color blanco o lechoso, formado por la rápida congelación de gotas de agua subfundidas al tomar contacto con un objeto expuesto.

### 6.6.2.1 **Métodos de medición**

En las estaciones meteorológicas, la observación de la acumulación de hielo es generalmente más cualitativa que cuantitativa, debido sobre todo a la falta de un sensor apropiado. Se utilizan indicadores de acumulación de hielo, normalmente de aluminio anodizado, para observar y comunicar la precipitación congelada, la helada o la congelación en forma de cencellada blanca.

Las observaciones de acumulación de hielo pueden comprender la medición de las dimensiones y el peso del depósito de hielo, así como una descripción visual de su apariencia. Estas observaciones son particularmente importantes en zonas montañosas, donde tal acumulación a barlovento de una montaña puede rebasar la precipitación normal. Para acumular hielo se puede utilizar un sistema consistente en varillas y estacas con dos pares de alambres paralelos, uno con orientación norte-sur y el otro con orientación este-oeste. Los alambres pueden estar suspendidos a cualquier nivel, y el superior de cada par debería ser desmontable. En el momento de la observación se quitan ambos alambres superiores, se colocan en un recipiente especial y se llevan al interior para proceder a la fusión y al pesado del depósito, cuya sección transversal se mide sobre los alambres más bajos fijados permanentemente.

En algunos países se utilizan instrumentos para registrar continuamente la cencellada blanca. Como sensor se emplea una varilla, un anillo o una lámina vertical u horizontal, y el aumento de la cantidad de cencellada blanca con el tiempo se registra en una banda. Para determinar la aparición y la presencia de cencellada blanca y de escarcha en una superficie nevada se recurre a un dispositivo sencillo llamado medidor de hielo, que consiste en un disco redondo de madera contrachapada, de 30 cm de diámetro, que puede moverse hacia arriba o hacia abajo y ponerse a cualquier altura de una varilla vertical fijada en el suelo. Normalmente, el disco se pone a nivel con la superficie nevada para recoger la cencellada blanca y la escarcha. La cencellada se obtiene también con un anillo de 20 cm de diámetro fijado a la varilla, a 20 cm de su extremo superior. Para la observación de depósitos de cencellada blanca se emplea un alambre o hilo de 0,2 a 0,3 mm de diámetro, estirado entre el anillo y el extremo superior de la varilla. En caso necesario, puede retirarse y pesarse cada sensor.

En la norma ISO 12494:2001 (ISO, 2001), aplicable a la acumulación de hielo en todo tipo de estructuras, excepto los conductores del tendido eléctrico aéreo, se describe un dispositivo normalizado para la medición del hielo de la siguiente forma:

- a) Un cilindro liso de 30 mm de diámetro ubicado con el eje vertical y en rotación alrededor del eje. La longitud del cilindro debería ser de 0,5 m como mínimo pero, si se prevén grandes acumulaciones de hielo, debería ser de 1 m.
- b) El cilindro se coloca a una altura de 10 m sobre el terreno.
- c) El registro del peso del hielo puede realizarse de manera automática.

En Fikke y otros (2007) se describen varios tipos de detectores de hielo, algunos utilizados para el principio y el final de los períodos de hielo, y otros que permiten además cuantificar el índice de acumulación de hielo (normalmente expresado en kilogramos por metro cuadrado por hora). Muchos sensores se basan en la medición de la masa de hielo en un tubo vertical utilizado como diana. Un sensor óptico (rayo infrarrojo) detecta la variación de las propiedades de reflexión del tubo diana cuando está cubierto de hielo. Otro sensor, muy utilizado para lluvia engelante, consta de una sonda vibrante. El hielo acumulado en la sonda cambia la frecuencia de vibración, lo que permite tanto detectar condiciones de hielo como estimar el índice de acumulación. Se utiliza un dispositivo calefactor de la sonda para fundir el hielo y mantener al sensor dentro de sus límites operativos.

#### 6.6.2.2 ***Hielo en pavimentos***

Se han desarrollado sensores para detectar y describir el hielo en las carreteras y en las pistas de aeródromos, y para apoyar programas de alerta y mantenimiento. En el capítulo 9 de la parte II se encontrará información más específica al respecto.

Combinando mediciones se puede detectar la nieve seca y la nieve húmeda, así como diversas formas de hielo. Con un sensor provisto de dos electrodos en conexión con el agua de la carretera se mide la conductividad eléctrica de la superficie y se distinguen rápidamente las superficies seca y húmeda. Con una segunda medición, de polarizabilidad iónica, se determina la capacidad de la superficie para soportar una carga eléctrica: se pasa una pequeña carga entre un par de electrodos durante un breve período, y los mismos electrodos miden la carga

residual, que es más alta cuando hay un electrólito con iones libres, como en el caso del agua salada. Las mediciones conjuntas de la polarizabilidad y de la conductividad permiten distinguir entre superficies secas, húmedas y mojadas, helada, nieve, hielo blanco y algunas sustancias químicas descongelantes. Sin embargo, como la polarizabilidad del hielo oscuro no cristalino no se distingue de la del agua en algunas condiciones, puede que no se detecte con los dos sensores el peligroso estado de hielo oscuro. Al menos en un sistema, este problema se ha resuelto agregando una tercera medición capacitiva especializada que detecta la estructura única del hielo oscuro.

Dicho método es pasivo. Hay una técnica activa *in situ* que utiliza un elemento térmico, o un elemento térmico y otro de refrigeración, para derretir o congelar cualquier hielo o líquido presente en la superficie. Las mediciones simultáneas de temperatura y de la energía térmica relativas al ciclo de descongelación y congelación se utilizan para determinar la presencia de hielo y para estimar el punto de congelación de la mezcla en la superficie.

La mayoría de los sistemas *in situ* incluyen un termómetro para medir la temperatura en la superficie de la carretera. La calidad de la medición depende fundamentalmente de la instalación (especialmente de los materiales) y de la exposición, y hay que tratar de evitar los errores de radiación.

Se están desarrollando dos métodos de teledetección que pueden utilizarse en sistemas montados en automóviles. El primero se basa en la reflexión de la radiación infrarroja o de microondas en varias frecuencias (unos 3 000 nm y 3 GHz, respectivamente). Las reflexiones de microondas pueden determinar el espesor de la capa de agua (y, por tanto, el peligro de deslizamiento), pero no la condición de hielo. Se pueden emplear dos frecuencias de infrarrojo para distinguir entre condiciones secas, húmedas y de congelación. También se ha demostrado la dependencia de la magnitud de la potencia reflejada, en longitudes de onda de unos 2 000 nm, con respecto al espesor de la capa de hielo.

El segundo método aplica técnicas de reconocimiento de patrones a la reflexión de la luz del láser en el pavimento, para distinguir entre las superficies seca y húmeda y el hielo oscuro.

### 6.6.3 Medición de la precipitación de niebla

La niebla consiste en gotas de agua muy pequeñas suspendidas en la atmósfera, que forman una nube sobre la superficie terrestre. Las gotas de niebla tienen un diámetro del orden de 1 a 40  $\mu\text{m}$ , y velocidades de caída comprendidas entre menos de 1 y 5  $\text{cm s}^{-1}$  aproximadamente. En realidad, las velocidades de caída de las gotas de niebla son tan bajas que, incluso con vientos débiles, pueden desplazarse casi horizontalmente. En caso de niebla, la visibilidad horizontal es inferior a 1 km, y raramente se observa cuando la temperatura y el punto de rocío difieren en más de 2 °C.

A los meteorólogos les interesa generalmente más la niebla como obstrucción para la visión que como forma de precipitación. Sin embargo, desde un punto de vista hidrológico, existen zonas forestales elevadas que experimentan frecuentes episodios de niebla como resultado de la advección de nubes sobre la superficie de la montaña, de donde, si se considera solo la precipitación, se puede subestimar notablemente la entrada de agua en la cuenca (Stadtmuller y Agudelo, 1990). Más recientemente, el reconocimiento de la niebla como fuente de suministro de agua en zonas altas (Schemenauer y Cereceda, 1994a) y como vía de depósito de humedad (Schemenauer y Cereceda, 1991; Vong y otros, 1991) ha generado la necesidad de normalizar métodos y unidades de medición. Se han tomado en consideración los métodos de medición de la precipitación de niebla que se describen a continuación.

Aunque en el último siglo se hayan efectuado numerosas mediciones de la recogida de niebla por los árboles y diversos tipos de colectores, es difícil comparar cuantitativamente las tasas de recogida. El instrumento de medición de la niebla más utilizado consiste en un cilindro vertical de malla metálica fijado centralmente en la parte superior de un pluviómetro, de manera que esté totalmente expuesto a la libre circulación del aire. El cilindro tiene 10 cm de diámetro en su base y 22 cm de altura, y las dimensiones de la malla son de 0,2 cm por 0,2 cm (Grunow, 1960). Las gotas procedentes del aire cargado de humedad se depositan en la malla y caen al colector

del pluviómetro, donde se miden o registran de la misma forma que la lluvia. Ese instrumento plantea algunos problemas, como su pequeño tamaño, la falta de representatividad con respecto a la vegetación, el almacenamiento de agua en las pequeñas aberturas de la malla, y la posibilidad de que la precipitación penetre directamente en la parte del pluviómetro, con lo que se confunde la medición de depósitos de niebla. Además, el cálculo de la precipitación de la niebla, sustrayendo simplemente la cantidad de lluvia en un pluviómetro estándar (Grunow, 1963) de la del colector de niebla, conduce a resultados erróneos siempre que hay viento.

Schemenauer y Cereceda (1994b) proponen utilizar un colector de niebla económico normalizado de 1 m<sup>2</sup> y un equipo estándar de medición para cuantificar la importancia del depósito de niebla en el caso de zonas forestales elevadas, y para medir las posibles tasas de recogida en cordilleras desiertas o sin vegetación. El colector consiste en una placa plana de polipropileno con su base montada a 2 m del suelo. El colector está unido a un pluviómetro de cubeta basculante para determinar las tasas de deposición. Cuando se realizan mediciones de la velocidad del viento junto con el colector de niebla, pueden hacerse estimaciones razonables de las proporciones de niebla y de lluvia depositadas en la placa de malla vertical. Los resultados de este colector se miden en litros de agua. Como la zona de superficie es de 1 m<sup>2</sup>, esto da una recogida en litros por metro cuadrado.

## 6.7 MEDICIÓN DE LA CAÍDA DE NIEVE Y DE LA CAPA DE NIEVE

Los textos fidedignos sobre este tema son OMM (2008) y OMM (1992a), que abarcan los aspectos hidrológicos, incluidos los procedimientos, para estudiar la nieve en las zonas nivométricas. A continuación figura una reseña de algunos métodos sencillos y bien conocidos, así como un breve análisis de los instrumentos.

La precipitación de nieve es el espesor de la capa de nieve fresca depositada en el suelo durante un período dado (generalmente 24 horas). Por tanto, la precipitación de nieve no comprende la deposición por arrastre eólico o la ventisca de nieve. Para mediciones del espesor, el término "nieve" debería comprender también el hielo granulado, el hielo liso, el granizo, y la capa de nieve formada directa o indirectamente como consecuencia de la precipitación. Por espesor de la nieve se entenderá normalmente el espesor total de nieve en el suelo en el momento de la observación.

El equivalente en agua de una capa de nieve es el espesor de la capa de agua que se obtendría fundiendo la capa de nieve.

### 6.7.1 Espesor de la nieve caída

Las mediciones directas del espesor de la nieve fresca en suelo abierto se hacen con una regla o escala graduada. Deberían realizarse suficientes mediciones verticales, en lugares donde se considera que no hay arrastre eólico, para obtener una media representativa; en cambio, allí donde se produzca un amplio arrastre de la nieve se precisará realizar un número mayor de mediciones para obtener un espesor representativo. Habría que tomar precauciones especiales para no medir ninguna nieve caída anteriormente. Esto puede hacerse barriendo previamente una porción adecuada de terreno o cubriendo la parte superior de la superficie de la nieve antigua con un material adecuado (como madera con una superficie ligeramente rugosa, pintada de blanco) y midiendo el espesor acumulado sobre ella. En una superficie inclinada (que debería evitarse, de ser posible) las mediciones deberían realizarse verticalmente con una varilla. Cuando exista una capa de nieve caída con anterioridad, no sería correcto calcular el espesor de la nieve nueva por la diferencia entre dos mediciones consecutivas del espesor de nieve total, puesto que la nieve que cae suele comprimirse y sufrir ablación.

### 6.7.2 Mediciones directas del espesor de la capa de nieve

Las mediciones del espesor de la capa de nieve o nieve acumulada en el suelo se realizan con una regla o una varilla graduada similar, con la que se atraviesa la nieve hasta la superficie del suelo. En espacios abiertos puede resultar difícil obtener mediciones representativas del espesor con este método, puesto que la capa de nieve está sometida al arrastre eólico y a la redistribución por el viento, y puede haber capas de hielo que limiten la penetración de la regla. Debería garantizarse que se mide el espesor total, incluido el de cualquier capa de hielo que pudiera existir. En cada estación de observación se efectúan y promedian varias mediciones.

Un método apropiado para medir el espesor total de la nieve en el suelo, especialmente en regiones alejadas, es disponer cierto número de estacas de nieve, pintadas con anillos de colores diversos u otra escala adecuada. El espesor de la nieve en la estaca o dispositivo de marcación puede observarse desde puntos del suelo distantes o desde una aeronave, con prismáticos o telescopios. Las estacas deberían estar pintadas de blanco para reducir al mínimo la fusión indebida de la nieve que las rodea. Los marcadores aéreos del espesor de nieve son postes verticales (de longitud variable, según sea el espesor máximo de la nieve) con traviesas horizontales montadas a alturas fijas sobre dichos postes y orientadas con referencia al punto de observación.

El uso de un dispositivo ultrasónico y económico de determinación de la distancia para obtener mediciones del espesor fiables en estaciones automáticas es otro medio factible para la observación normalizada, tanto del espesor de la capa de nieve como de la nieve recién caída (Goodison y otros, 1988). Existen varios modelos ultrasónicos en el mercado y suelen utilizarse con sistemas automáticos. Este tipo de sensores también pueden utilizarse para controlar la calidad de las mediciones de registro automático al proporcionar detalles adicionales sobre el tipo, la cantidad y el momento de la precipitación. Se puede lograr una incertidumbre de  $\pm 1$  cm.

La fórmula de corrección de la temperatura para mediciones del espesor de la nieve mediante ultrasonidos es:

$$d = d_r \sqrt{\frac{T}{273,15}} \quad (6.3)$$

donde  $d$  es el espesor de la nieve en centímetros;  $d_r$  es el valor bruto del espesor de la nieve en centímetros;  $T$  es la temperatura del aire en kelvins; y  $T = 273,15 + t$ , donde  $t$  es la temperatura del aire en grados Celsius.

Otro nuevo diseño reciente utiliza un rayo láser visible modulado y determina la distancia hasta el suelo comparando la información de fase. La medición de la distancia es independiente de la temperatura del aire, pero puede depender de la penetración del rayo láser en la superficie nevada según el tipo de nieve. Además, el punto del láser es muy pequeño, lo que aumenta la importancia de la representatividad de la superficie del suelo.

La selección de una zona con vegetación natural puede dar problemas, por lo que tal vez sea preferible utilizar una superficie estable y controlada, como césped artificial, con buen contacto térmico con el suelo. Algunos Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales han notificado buenos resultados con el uso de superficies especiales al efecto (véase OMM, 2010).

### 6.7.3 Mediciones directas del equivalente en agua de la nieve

El método normal para medir el equivalente en agua es la medición gravimétrica, que se realiza utilizando un tubo de nieve para obtener una muestra. Este método sirve de base para los estudios nivométricos, procedimiento común en muchos países para medir el equivalente en agua. El método consiste en fundir cada muestra y medir su contenido líquido, o bien en pesar la muestra congelada. Para fundir la muestra puede utilizarse una cantidad medida de agua templada o una fuente de calor.

Con un muestreador de nieve apropiado pueden obtenerse muestras cilíndricas de nieve fresca, que se pesan o se funden. En OMM (2008) se describen detalles de los instrumentos y de las técnicas de muestreo disponibles. Con este método puede utilizarse un pluviómetro estándar.

Con los nivómetros se mide directamente el equivalente en agua de la nieve caída. Esencialmente, puede utilizarse también cualquier medidor de precipitación no registrador para medir el equivalente en agua de la precipitación sólida. La nieve recogida con esos tipos de medidores debería pesarse o fundirse inmediatamente después de cada observación, según se describe en la sección 6.3.1.2. El medidor de pesaje capta tanto las formas sólidas de precipitación como las líquidas, y registra el equivalente en agua de la misma manera que para las formas líquidas (véase la sección 6.5.1).

El equivalente en agua de la precipitación sólida puede estimarse asimismo utilizando la medida del espesor de la capa de nieve fresca. Esta medición se convierte en equivalente en agua mediante el empleo de una densidad específica apropiada. Si bien la relación según la cual 1 cm de nieve fresca equivale a 1 mm de agua puede utilizarse con cautela para los valores medios correspondientes a períodos largos, esto puede ser muy impreciso para una sola medición, pues la densidad específica de la nieve puede variar entre 0,03 y 0,4.

#### 6.7.4 Colchones nivométricos

Se utilizan colchones nivométricos de varias dimensiones y materiales para medir el peso de la nieve que se acumula sobre ellos. Los colchones más comunes son planos y circulares (3,7 m de diámetro), de material cauchutado, rellenos de una mezcla anticongelante de alcohol metílico y agua o de una solución de metanol, glicol y agua. El colchón se instala sobre la superficie del suelo, al mismo nivel que él o enterrado bajo una delgada capa de tierra o de arena. Con el fin de impedir que se deteriore el equipo, y también para conservar la capa de nieve en su condición natural, se recomienda que el lugar de medición esté cercado. En condiciones normales, los colchones nivométricos pueden utilizarse durante 10 años o más.

La presión hidrostática en el interior del colchón constituye una medida del peso de la nieve sobre el mismo. La medición de la presión hidrostática mediante un registrador del nivel del líquido por flotador o, mediante un transductor de presión, constituye un método de registro continuo del equivalente en agua de la capa de nieve. Las variaciones de la exactitud de las mediciones pueden deberse a cambios de temperatura. En una capa de nieve poco profunda, los cambios diarios de temperatura pueden originar la expansión o contracción del fluido en el colchón, lo que da indicaciones espurias de la caída de nieve o de la fusión de nieve. En zonas de grandes montañas, las fluctuaciones de la temperatura diaria no son importantes, salvo al comienzo y al final de la estación de nieves. El tubo de acceso y el equipo de medición deberían instalarse en una garita con temperatura controlada o en el suelo, para reducir los efectos térmicos.

Pueden instalarse sistemas de adquisición de datos *in situ* y/o de telemetría, para proporcionar mediciones continuas del equivalente en agua de la nieve, por medio de registradores de banda o digitales.

Las mediciones de los colchones nivométricos difieren de las efectuadas con los tubos normales de nieve, especialmente durante el período de deshielo. Son muy seguras cuando la capa de nieve no contiene capas de hielo que pueden provocar la formación de "puentes" por encima de los colchones.

La comparación del equivalente en agua de la nieve determinado mediante colchones nivométricos, con las mediciones efectuadas por el método normal de pesaje, indica que las diferencias pueden ser de un 5% a un 10%.



### 6.7.5 Nivómetros por radioisótopos

Los nivómetros nucleares miden el total de equivalente en agua de la capa de nieve y/o proporcionan un perfil de densidad. Se trata de métodos no destructivos de muestreo, adaptables a los sistemas de registro *in situ* y/o de telemetría. Casi todos los sistemas funcionan sobre la base del principio de que el agua, la nieve y el hielo atenúan la radiación. Al igual que ocurre con otros métodos de medición puntual, el emplazamiento en una ubicación representativa resulta fundamental para interpretar y aplicar las mediciones puntuales como índices zonales.

Los nivómetros utilizados para medir el contenido total de agua consisten en un detector de radiación y una fuente, natural o artificial. Una parte del sistema (por ejemplo, el detector o la fuente) se encuentra en la base del manto de nieve, y la otra a una altura mayor que el máximo previsto del espesor de la nieve. Al acumularse la nieve, la velocidad de cómputo del nivómetro disminuye en proporción al equivalente en agua del manto de nieve. Los sistemas que utilizan una fuente de radiación artificial se emplean en ubicaciones fijas, para obtener mediciones únicamente de ese emplazamiento. Se ha empleado con éxito un sistema que utiliza uranio de origen natural como fuente anular en torno a un solo buscapolos para medir mantos de hasta 500 mm en equivalente de agua, o 150 cm de espesor.

Un nivómetro radiactivo de perfilación situado en un lugar fijo proporciona datos sobre el equivalente total en agua de la nieve y la densidad, y permite estudiar con precisión los movimientos de agua y los cambios de densidad que se producen con el tiempo en un manto de nieve (Armstrong, 1976). Este nivómetro consiste en dos tubos paralelos, de acceso vertical, separados por aproximadamente 66 cm, que se elevan desde una base de cemento en el suelo hasta una altura superior al máximo previsto del espesor de la nieve. En uno de los tubos se suspende una fuente de rayos gamma, y en el otro un detector de centelleo de rayos gamma unido a un tubo fotomultiplicador. La fuente y el detector se disponen a la misma profundidad en el interior de la capa de nieve, y se efectúa una medición. Los perfiles de densidad vertical de la capa de nieve se obtienen efectuando mediciones a incrementos de unos 2 cm de profundidad. Un nivómetro portátil (Young, 1976), que mide la densidad de la capa de nieve por retrodispersión en vez de por transmisión de los rayos gamma, ofrece una alternativa práctica a la excavación de profundos hoyos en la nieve, en tanto que la portabilidad del instrumento permite evaluar las variaciones de densidad zonales y el equivalente en agua.

### 6.7.6 Radiación gamma natural

El método de medición de la nieve por radiación gamma se basa en la atenuación ejercida por la nieve en la radiación gamma procedente de los elementos radiactivos naturales existentes en la capa superior del suelo. Cuanto mayor sea el equivalente en agua de la nieve, mayor será la atenuación de la radiación. Los estudios sobre la radiación gamma terrestre pueden consistir en una medición puntual en un lugar alejado, en una serie de mediciones puntuales, o en la medición a lo largo de una línea transversal seleccionada sobre una región (Loijens, 1975). El método puede utilizarse igualmente en aeronaves. El equipo comprende un espectrómetro portátil de rayos gamma que emplea un pequeño cristal de centelleo para medir los rayos en un amplio espectro y en las tres ventanas espectrales (a saber, emisiones de potasio, uranio y torio). Con este método, hay que efectuar mediciones de los niveles gamma en el punto o a lo largo de la línea transversal previa a la capa de nieve. Para obtener estimaciones absolutas del equivalente en agua de la nieve, es preciso corregir las lecturas a fin de tener en cuenta los cambios en la humedad de la capa superior del suelo, entre los 10 y 20 cm, así como las variaciones en la radiación de fondo resultantes de los rayos cósmicos, la deriva de los instrumentos, y la eliminación de gas radón (que es una fuente de radiación gamma) mediante la precipitación, con la consiguiente acumulación en el suelo o en la nieve. También para determinar la relación entre las velocidades de cómputo del espectrómetro y el equivalente en agua hay que efectuar primero mediciones complementarias del equivalente en agua de la nieve. La norma de referencia común es el conjunto de mediciones efectuadas con un tubo de nieve.

El método gamma natural puede utilizarse para mantos de nieve con un equivalente en agua de 300 mm; con correcciones apropiadas, su incertidumbre es de  $\pm 20$  mm. La ventaja de este método con respecto al empleo de fuentes de radiación artificiales es que no existe riesgo de radiación.

#### 6.7.7 **Nivómetro de rayos cósmicos**

El nivómetro de rayos cósmicos permite medir en tiempo real el equivalente en agua de la nieve midiendo la absorción de los neutrones de rayos cósmicos por el agua del manto de nieve. Esos neutrones son originados por la interacción de los rayos cósmicos con la atmósfera y el agua. Los rayos cósmicos entrantes pueden fluctuar, hasta el 20%, en períodos de entre unos días y unos meses. Una variación del 20% del flujo entrante tiene aproximadamente el mismo efecto que la absorción de en torno a 250 mm de agua. Por tanto, se necesita una señal de referencia sin nieve para calcular las variaciones naturales de los rayos cósmicos. Puede utilizarse una única medición de referencia para una red cerrada de nivómetros.

Sería esencial realizar una calibración local de cada dispositivo con mediciones del nivómetro *in situ*. Con estas precauciones, la exactitud y fiabilidad de las mediciones del nivómetro de rayos cósmicos son enteramente satisfactorias (Paquet y Laval, 2006).

---



## **ANEXO 6.A. EMPLAZAMIENTOS PARA LA INTERCOMPARACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN**

El siguiente texto, sobre los emplazamientos para la intercomparación de la precipitación, se basa en declaraciones formuladas por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión, celebrada en 1994, y se ha actualizado después de la decimoquinta reunión, celebrada en 2010:

La Comisión reconoció la utilidad de los emplazamientos o centros nacionales de medición de la precipitación en los que puedan evaluarse los instrumentos y métodos de observación de la precipitación pasados, presentes y futuros sobre la base de las actuales estaciones de evaluación. Dichas estaciones deberían:

- a) Utilizar las configuraciones de medidores de la precipitación recomendadas por la OMM para la lluvia (pluviómetro enterrado de referencia) y la nieve (referencia de intercomparación de doble cerca (RIDC)). La instalación y el funcionamiento seguirán las especificaciones formuladas por las comparaciones de la OMM de instrumentos sobre la precipitación. Cuando solo se obtienen datos para medir la lluvia no es necesaria una instalación conforme a la RIDC.
  - b) Emplear tipos antiguos, actuales y nuevos de pluviómetros para el registro de la precipitación, u otros métodos de observación con arreglo a los procedimientos corrientes de funcionamiento y evaluar la exactitud y rendimiento comparándolos con los instrumentos de referencia recomendados por la OMM.
  - c) Realizar mediciones meteorológicas auxiliares que hagan posible la elaboración y realización de pruebas de aplicación de los procedimientos de corrección de datos sobre la precipitación.
  - d) Realizar el control de la calidad de los datos y archivar todos los datos concernientes a la intercomparación de la precipitación, y en particular los relativos a las observaciones meteorológicas y a los metadatos, en un formato fácilmente aceptable, de preferencia digital.
  - e) Funcionar ininterrumpidamente durante 10 años como mínimo.
  - f) Poner a prueba todos los procedimientos de corrección de los datos relativos a la precipitación disponibles (especialmente los que se describen en los informes finales de las intercomparaciones de la OMM) sobre la medición de la precipitación líquida y sólida.
  - g) Facilitar la realización de estudios e investigación sobre las mediciones de la precipitación. No se espera que los centros se encarguen de la calibración o verificación de los instrumentos. Deberían formular recomendaciones sobre las normas nacionales de observación y deberían asimismo evaluar el impacto de los cambios de métodos de observación sobre la homogeneidad de las series temporales de precipitación en la región. El emplazamiento sería un patrón de referencia para la calibración y validación de las observaciones de la precipitación realizadas por teledetección o radar.
-

## ANEXO 6.B. PROCEDIMIENTOS QUE SE SUGIEREN PARA LA CORRECCIÓN DE LAS MEDICIONES DE LA PRECIPITACIÓN

El siguiente texto, sobre los procedimientos que se sugieren para la corrección de las mediciones de la precipitación, se basa en declaraciones formuladas por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión, celebrada en 1994:

Los métodos de corrección se basan en conceptos físicos simplificados presentados anteriormente en OMM (1987). Estos métodos dependen del tipo de medidor de la precipitación utilizado. El efecto del viento en un tipo determinado de medidor de la precipitación ha sido evaluado utilizando mediciones de la intercomparación con los medidores de referencia de la OMM: el pluviómetro enterrado para la lluvia y la referencia de intercomparación de doble cerca (RIDC) para la nieve, según se presenta en OMM (1984) y en los resultados de la Intercomparación de la OMM de mediciones de la precipitación sólida (OMM, 1998). La reducción de la velocidad del viento al nivel del orificio del pluviómetro debería efectuarse aplicando la fórmula siguiente:

$$u_{hp} = (\log hz_0^{-1}) \cdot (\log Hz_0^{-1})^{-1} \cdot (1 - 0,024\alpha) u_H$$

en la que  $u_{hp}$  es la velocidad del viento al nivel del orificio del pluviómetro;  $h$  es la altura del orificio del pluviómetro sobre el suelo;  $z_0$  es la longitud de rugosidad (0,01 m para el invierno y 0,03 m para el verano);  $H$  es la altura del instrumento de medición de la velocidad del viento sobre el suelo;  $u_H$  es la velocidad del viento medida a la altura  $H$  sobre el suelo; y  $\alpha$  es el ángulo vertical medio de los obstáculos que circundan el medidor de precipitación.

Este último depende de la exposición del emplazamiento del medidor de precipitación y puede basarse ya sea en el valor medio de las mediciones directas, en una de las ocho direcciones principales de la rosa de los vientos del ángulo vertical de los obstáculos (en 360°) que circundan el medidor de precipitación, o en la clasificación de la exposición utilizando metadatos almacenados en los archivos de los servicios meteorológicos. Las clases son las siguientes:

Clase	Ángulo	Descripción
Emplazamiento expuesto	0-5	Solo unos pocos obstáculos pequeños tales como matorrales, grupo de árboles, una casa
Emplazamiento principalmente expuesto	6-12	Pequeños grupos de árboles o matorrales, o una o dos casas
Emplazamiento principalmente protegido	13-19	Parques, linderos de bosques, centros de aldeas, granjas, grupo de casas, terrenos
Emplazamiento protegido	20-26	Bosque joven, pequeño claro de bosque, parque con árboles grandes, centros urbanos, valles profundos y angostos, terreno muy accidentado, sotavento de colinas altas

Las pérdidas por humidificación se producen con la humidificación de las paredes interiores del medidor de precipitación. Estas dependen de la forma y del material del medidor, así como del tipo y la frecuencia de la precipitación. Por ejemplo, cuando se trata del medidor de precipitación Hellmann, ascienden a un promedio de 0,3 mm en un día de lluvia y a 0,15 mm en un día de nieve; los valores respectivos del medidor Tretyakov son de 0,2 mm y 0,1 mm. La información sobre las pérdidas por humidificación para otros tipos de medidores puede hallarse en OMM (1982).

## ANEXO 6.C. PLUVIÓMETRO ENTERRADO DE REFERENCIA NORMALIZADO

Los pluviómetros de referencia se instalan en un foso con buen drenaje, según el diseño y las especificaciones que figuran en la norma EN 13798:2010 (CEN, 2010) a fin de reducir al mínimo las interferencias ambientales sobre la intensidad de la lluvia medida y protegidos contra las salpicaduras con rejillas metálicas o plásticas. Previsiblemente, un medidor enterrado o hundido (véase Koschmider, 1934; Sieck y otros, 2007) muestra lecturas de lluvia más elevadas que otro situado en posición elevada respecto al suelo, con diferencias que pueden alcanzar el 10% o más, cuando ambos instrumentos funcionan bien y con exactitud. Los fosos se ubican preferiblemente a nivel del suelo para evitar la posible escorrentía de superficie (véase la configuración general en la figura 6.C.1). El foso debería tener profundidad suficiente para el pluviómetro de manera que el colector esté al mismo nivel que la parte superior de la rejilla (a nivel del suelo) y en el centro de la misma. El diseño del foso tiene en cuenta las dimensiones del pluviómetro y su método de instalación. La base del foso debería tener un hueco (un foso adicional) que permita el drenaje del agua. La superficie cuadrada de la rejilla también se adapta al diámetro del colector del pluviómetro para cumplir los requisitos normalizados establecidos en CEN (2010). Las paredes del foso están formadas por ladrillos y cemento, con sujeción para impedir el derrumbe. Se construyen muros de apoyo a lo largo del borde y se instala una rejilla de aproximadamente 1 875 x 1 875 x 120 mm (L x W x H) sobre ellos de manera que pueda levantarse para acceder al pluviómetro y realizar operaciones de verificación y mantenimiento. El espacio entre las láminas de la rejilla es de unos 120 a 125 mm y esta debe tener resistencia suficiente para que se pueda caminar sobre ella sin provocar distorsiones. Para prevenir salpicaduras de la superficie superior de la rejilla, las láminas que la conforman tendrán un espesor mínimo de 2 mm y la distancia entre el filo del cuadrado central y el suelo será superior a 600 mm (véanse más detalles en CEN, 2010). En la figura 6.C.2 se muestra un ejemplo de instalación de cuatro pluviómetros enterrados de referencia normalizados, como se indica en OMM (2009).

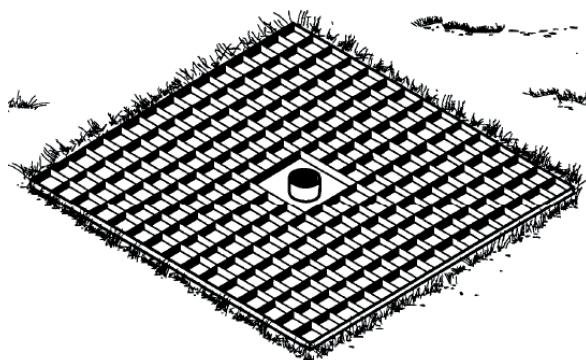
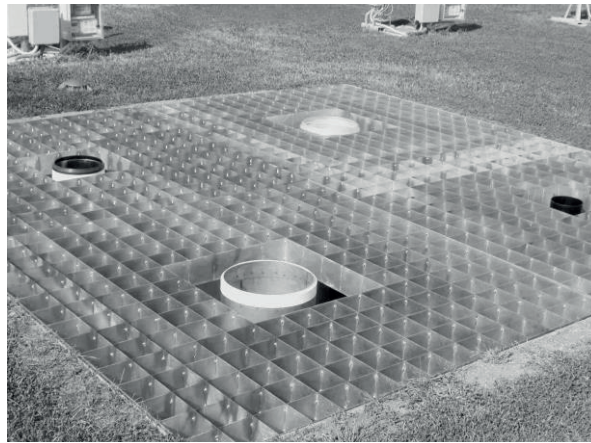


Figura 6.C.1. Un pluviómetro enterrado y su rejilla (configuración a nivel del suelo)



**Figura 6.C.2. Instalación de los pluviómetros enterrados de referencia en Vigna di Valle (Italia, 2007) durante la intercomparación de la OMM *in situ* de pluviómetros de medición de la intensidad de la lluvia**

---

## **ANEXO 6.D. PROCEDIMIENTO NORMALIZADO PARA LA CALIBRACIÓN EN LABORATORIO DE PLUVIÓMETROS DE INTENSIDAD DE LLUVIA POR CAPTACIÓN**

### **1. Principios**

El laboratorio de calibración debería estar adecuadamente preparado para realizar calibraciones de instrumentos destinadas a operaciones prácticas. Además de un sistema de referencia adecuadamente diseñado, deberían existir unos procedimientos de calibración establecidos y detalladamente documentados, y el personal tendría que haber sido adecuadamente preparado antes de emprender cualquier actividad de calibración (véanse más detalles en la norma ISO/IEC 17025 (ISO/IEC, 2005)). El resultado de la calibración será un certificado de calibración que enuncie los resultados de la misma (incluidas las correcciones que deban introducirse) y que permita comprobar el cumplimiento de las recomendaciones pertinentes de la OMM.

En el certificado debería indicarse también la incertidumbre con respecto a la medición de la intensidad de lluvia y habrían de documentarse la trazabilidad de la intensidad de lluvia de referencia, las condiciones medioambientales (por ejemplo, la temperatura) y el método de promediado en el tiempo que se ha aplicado.

Los pluviómetros medidores de la intensidad de lluvia se calibrarán utilizando un sistema de calibración que:

- a) sea capaz de generar un flujo constante de agua para distintos valores de caudal que abarquen el rango completo de mediciones en condiciones operativas (el intervalo recomendado va de  $0,2 \text{ mm h}^{-1}$  hasta  $2\,000 \text{ mm h}^{-1}$ );
- b) sea capaz de medir el flujo pesando la cantidad de agua durante un período determinado;
- c) sea capaz de medir la señal de salida del instrumento calibrado a intervalos regulares o cuando se produzca un impulso, que es lo habitual en la mayoría de los pluviómetros de cubeta basculante.

### **2. Requisitos**

- a) El sistema de calibración debería estar diseñado para obtener incertidumbres inferiores al 1% para la intensidad de lluvia generada, y habría que notificar y detallar estos rendimientos.
- b) En el caso de los pluviómetros de cubeta basculante, se tendría que verificar el equilibrado del peso de las cubetas, a fin de garantizar una varianza mínima de la duración de la basculación durante el proceso de medición.
- c) Deberían utilizarse como mínimo cinco intensidades de referencia adecuadamente espaciadas, de modo que abarquen el rango de funcionamiento completo del instrumento.
- d) El número de puntos de referencia de la intensidad de lluvia debería ser lo suficientemente grande para determinar una curva de ajuste mediante interpolación. Habría que seleccionar y espaciar adecuadamente las referencias, de modo que sea posible obtener por interpolación la curva de calibración de tal manera que la incertidumbre de la curva de ajuste sea inferior a la incertidumbre requerida para la medición, para todo el rango.
- e) El cálculo del caudal se basará en las mediciones de masa y de tiempo.
- f) La medición de masa tendrá una exactitud superior al 0,1%.
- g) Cada prueba debería durar lo suficiente como para garantizar una incertidumbre inferior al 1% de la intensidad generada.

- h) La resolución temporal máxima para la medición de las intensidades de lluvia debería ser de un segundo.
- i) Con respecto a las posibles fuentes de error en las actividades de laboratorio, se tendrán presentes los aspectos siguientes:
  - i) La calidad y pureza del agua utilizada para la calibración debería estar perfectamente definida.
  - ii) La reproducibilidad de las condiciones de calibración tendría que ser prioritaria.
  - iii) Debería utilizarse un equipo de control y de registro apropiado (por ejemplo, controlado mediante una computadora personal).
  - iv) Todos los sistemas de adquisición respetarán las normas de compatibilidad electromagnética para evitar impulsos parásitos.
- j) Las mediciones de precipitación suelen notificarse en términos de la magnitud altura, expresada en milímetros, aunque los pluviómetros de pesaje midan unidades de masa. Dado que la densidad de la lluvia depende de la temperatura ambiente, la relación entre la masa y la altura equivalente de lluvia introduce un desajuste que ha de ser tenido en cuenta durante la calibración y el cálculo de la incertidumbre.
- k) Deben anotarse y registrarse las condiciones medioambientales existentes durante cada calibración:
  - i) fecha y hora (comienzo/final);
  - ii) temperatura del aire [°C];
  - iii) temperatura del agua [°C];
  - iv) presión atmosférica [hPa];
  - v) humedad relativa ambiente [%];
  - vi) cualquier otra condición que pudiera afectar a la calibración (por ejemplo, vibraciones);
  - vii) deben estimarse las pérdidas por evaporación [mm].
- l) Debe documentarse el número de pruebas efectuadas para cada instrumento, y su descripción en unidades de tiempo y/o en número de basculaciones.

### 3. Procedimiento para la interpretación de los datos

- a) Los resultados deberían presentarse en forma gráfica, de modo que el error relativo se represente en función de la intensidad de referencia. El error relativo se evalúa para cada caudal de referencia mediante la fórmula:

$$e = \frac{I_m - I_r}{I_r} \cdot 100\%$$

donde  $I_m$  es la intensidad medida por el instrumento e  $I_r$  es la intensidad de referencia real proporcionada al instrumento.

- b) Lo ideal sería efectuar cinco pruebas —o al menos tres— por cada serie de intensidades de referencia, de modo que cada instrumento lleve asociadas cinco cantidades de error. El error medio y los valores medios de  $I_r$  e  $I_m$  se obtienen descartando los valores mínimo y máximo de  $e$  obtenidos para cada caudal de referencia y, seguidamente, evaluando la

media aritmética de los tres restantes errores y de los valores de la intensidad de referencia. Para cada intensidad de referencia, debería incluirse en el informe un gráfico de barras de errores que abarque los cinco valores de error utilizados para obtener los promedios.

- c) Además, puede representarse gráficamente  $I_r$  en función de  $I_m$ , donde  $I_m$  e  $I_r$  son los valores medios, calculados como se indica anteriormente; todos los datos se ajustan mediante una curva de interpolación, obtenida como curva de ajuste óptimo (resultan aceptables ajustes de tipo lineal, exponencial o polinómico de segundo orden).
- d) En las gráficas de los resultados se deben indicar los límites  $\pm 5\%$  para facilitar la comparación de los resultados con las recomendaciones de la OMM.
- e) Si se produjera almacenamiento de agua para un valor de la intensidad inferior al valor máximo declarado, se debería documentar la intensidad a la que comience el almacenamiento en el certificado de calibración, y no deberían tenerse en cuenta los valores de intensidad superiores a ese límite.
- f) Además de las mediciones basadas en caudales constantes, habría que determinar la respuesta por grados de intensidad de los instrumentos pluviométricos que no son de cubeta basculante. La respuesta para cada grado debería medirse conmutando entre dos valores de flujo constante diferentes, desde  $0 \text{ mm h}^{-1}$  hasta la intensidad de referencia, y siguiendo el recorrido inverso hasta  $0 \text{ mm h}^{-1}$ . Habría que aplicar el flujo constante hasta que la señal de salida del instrumento se estabilice, es decir, hasta el momento en que puedan desprejarse los cambios o fluctuaciones ulteriores de la intensidad de lluvia establecida con respecto a la incertidumbre de medición declarada para el sistema de referencia. La frecuencia de muestreo será de al menos una muestra por minuto para los instrumentos que lo permitan. Se supondrá que el tiempo transcurrido hasta la estabilización refleja el retardo del instrumento para medir la intensidad de lluvia de referencia. Para conseguir mediciones certeras de la intensidad de lluvia será necesario un retardo inferior a un minuto. El tiempo de respuesta debería estar siempre documentado en el certificado de calibración.

#### 4. Cálculo de la incertidumbre

Deberían considerarse y cuantificarse las siguientes fuentes de incertidumbre de las mediciones:

- a) generador de flujo: incertidumbre con respecto al carácter estacionario del flujo, resultante de posibles variaciones en el mecanismo de generación de flujo constante, incluida la diferencia de presión en el interior del agua y en los conductos de distribución;
- b) dispositivos de medición de flujo (tanto con fines de referencia como de calibración): incertidumbres atribuibles al dispositivo de pesaje, a la medición del tiempo y al retardo en la adquisición y el procesamiento de datos, y a la variación de las condiciones experimentales y ambientales, por ejemplo de la temperatura o de la humedad relativa.

Estas dos fuentes de incertidumbre son independientes entre sí; por consiguiente, puede realizarse un análisis por separado, y agregar conjuntamente los resultados a la incertidumbre total.

## ANEXO 6.E. PROCEDIMIENTO PARA LA CALIBRACIÓN *IN SITU* DE PLUVIÓMETROS DE INTENSIDAD DE LLUVIA POR CAPTACIÓN

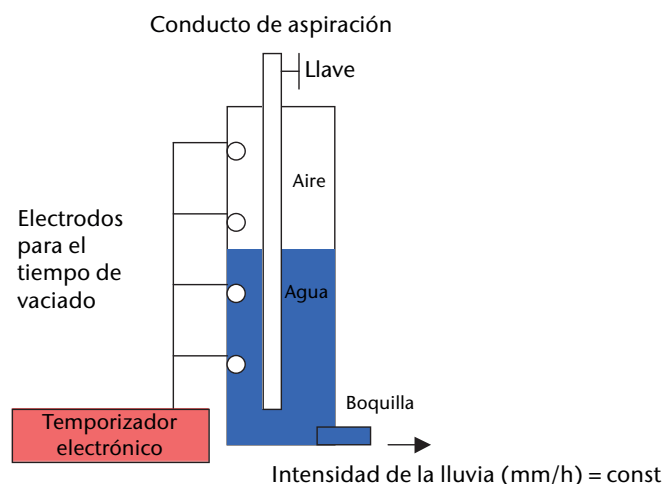
La calibración *in situ* forma parte del mantenimiento y la verificación rutinarias *in situ* y debería realizarse periódicamente. Su finalidad principal es comprobar las condiciones de funcionamiento de los medidores de precipitación: detectar fallos de funcionamiento, anomalías en los resultados y derivas de calibración surgidos con el tiempo o entre dos calibraciones en laboratorio. Las calibraciones *in situ* también aportan datos cuyo análisis e interpretación son de gran valor. El procedimiento se basa en los mismos principios que la calibración en laboratorio (descrita en el anexo 6.D) y emplea la generación de una intensidad constante (flujo de referencia fijo) dentro del rango de uso operativo del medidor.

Un calibrador *in situ* suele constar de un tanque de agua cilíndrico con una capacidad adecuada, una combinación de conductos de aspiración y boquillas de salida para distintas intensidades de lluvia, y un sistema electrónico para calcular el tiempo de vaciado (véase la figura a continuación). Se debe seleccionar la combinación adecuada de conductos de aspiración y boquillas de salida según el tamaño del colector del medidor de precipitación y el valor de intensidad elegido para la calibración. Al abrir la llave superior y la boquilla inferior se transmite un flujo constante al embudo del medidor y, con el tiempo de vaciado y el cuadro de conversión (volumen–tiempo–intensidad), se puede calcular la intensidad de referencia. Los conductos de aspiración compensan la presión, manteniendo así un empuje constante.

Desde un punto de vista operativo, el calibrador *in situ* portátil permite realizar pruebas rápidas por su gran sencillez de funcionamiento. El calibrador no contiene ningún componente complicado, por lo que es una solución rentable para la verificación metrológica de los instrumentos de medición de la intensidad de precipitación.

Antes de utilizar el calibrador *in situ*, debería evaluarse rigurosamente en laboratorio su repetibilidad (y su exactitud). La incertidumbre debería expresarse preferiblemente como incertidumbre ampliada relativa respecto al intervalo de cobertura estadística (95% del nivel de confianza,  $k = 2$ ) y su valor debería ser menor que el 2%.

Para cada medidor de precipitación calibrado *in situ*, debería realizarse un análisis estadístico de los errores relativos respecto al flujo de referencia *in situ* del calibrador. Deberían registrarse como mínimo entre 25 y 30 puntos de datos (normalmente valores de intensidad en períodos de 1 minuto en milímetros por hora) para cada intensidad de referencia (seleccionada por el calibrador *in situ*). Esto permite suponer una distribución normal de los datos en torno al valor medio y mejorar la estimación del promedio y la exactitud de los resultados (teorema del límite central). Todas las pruebas deben realizarse en condiciones ambientales sin precipitación ni niebla y con baja velocidad de viento (para evitar perturbaciones por presión dinámica en los



Esquema simplificado de calibrador *in situ* portátil



conductos de aspiración). La intensidad de referencia siempre debería comenzar al principio de un minuto sincronizado con el reloj del instrumento o el temporizador del registrador de datos (sello de la hora oficial/en la estación).

A continuación se enumeran los parámetros estadísticos mínimos que se deben indicar tras cada calibración *in situ*:

- la fecha y la hora;
- la intensidad de referencia en milímetros por hora ( $I_{ref}$ ): intensidad constante generada por el calibrador *in situ*;
- el promedio ( $avgI$ ) de los valores de intensidad ( $I_{imin}$ ) en milímetros por hora del medidor de precipitación durante la calibración, calculado de la siguiente forma:

$$avgI = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (I_{imin}^j) \quad (6.E.1)$$

- los extremos (es decir,  $I_{+CL95\%}$ ,  $I_{-CL95\%}$ ) de un intervalo  $[avgI - \delta(95\%); avgI + \delta(95\%)] = [I_{+CL95\%}; I_{-CL95\%}]$  correspondiente al 95% del nivel de confianza. La amplitud  $\delta(95\%)$  es la semianchura del intervalo de confianza calculado según una distribución de probabilidades normal o  $t$  de Student de las muestras (incluye un cálculo de la desviación estándar);
- el error relativo como porcentaje de la intensidad promedio, calculado de la siguiente forma:

$$RE_{avgI} = 100 \cdot \left( \frac{avgI - I_{ref}}{I_{ref}} \right) \quad (6.E.2)$$

- los errores relativos como porcentaje de  $I_{+CL95\%}$  e  $I_{-CL95\%}$ , calculados de la siguiente forma:

$$RE_{+CL95\%} = 100 \cdot \left( \frac{I_{+CL95\%} - I_{ref}}{I_{ref}} \right) \quad (6.E.3)$$

$$RE_{-CL95\%} = 100 \cdot \left( \frac{I_{-CL95\%} - I_{ref}}{I_{ref}} \right) \quad (6.E.4)$$

Los tres últimos parámetros estadísticos se utilizan para calcular los errores relativos del medidor en relación con la intensidad, con un intervalo de incertidumbre al 95% del nivel de confianza para cada una de las intensidades de referencia utilizadas durante la calibración. La repetición periódica de la calibración *in situ* y la comparación de los resultados permiten evaluar la estabilidad de la situación de calibración y las posibles anomalías.

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Armstrong, R. L., 1976: "The application of isotopic profiling snow-gauge data to avalanche research", en *Proceedings of the Forty-fourth Annual Western Snow Conference*. Servicio del Medio Ambiente Atmosférico, Canadá, págs. 12 a 19.
- Colli, M., L. G. Lanza y P. W. Chan, 2013a: "Co-located tipping-bucket and optical drop counter RI measurements and a simulated correction algorithm", en *Atmospheric Research*, vol. 119, págs. 3 a 12.
- Colli, M., L. G. Lanza y P. La Barbera, 2013b: "Performance of a weighing rain gauge under laboratory simulated time-varying reference rainfall rates", en *Atmospheric Research*, vol. 131, págs. 3 a 12.
- Comité Europeo de Normalización, 2010: *Hidrometría. Especificación para un foso de referencia de instalación de un pluviómetro*, EN 13798:2010.
- Fikke, S., G. Ronsten, A. Heimo, S. Kunz, M. Ostrozklik, P. E. Persson, J. Sabata, B. Wareing, B. Wichura, J. Chum, T. Laakso, K. Sääntti y L. Makkonen, 2007: COST-727: *Atmospheric Icing on Structures; Measurements and data collection on icing: State of the Art*, MeteoSwiss, núm. 75.
- Goodison, B. E., J. R. Metcalfe, R. A. Wilson y K. Jones, 1988: "The Canadian automatic snow depth sensor: A performance update", en *Proceedings of the Fifty-sixth Annual Western Snow Conference*. Servicio del Medio Ambiente Atmosférico, Canadá, págs. 178 a 181.
- Goodison, B. E., B. Sevruk y S. Klemm, 1989: "WMO solid precipitation measurement intercomparison: Objectives, methodology and analysis", en Asociación Internacional de Ciencias Hidrológicas (AICH), 1989: *Atmospheric deposition. Proceedings*, Simposio de Baltimore (mayo de 1989), publicación núm. 179 de la AICH, Wallingford.
- Grunow, J., 1960: "The productiveness of fog precipitation in relation to the cloud droplet spectrum", en Unión Geofísica Estadounidense, 1960: *Physics of precipitation*, Geophysical Monograph No. 5, *Proceedings of the Cloud Physics Conference* (3 a 5 de junio de 1959, Woods Hole, Massachusetts), publicación N° 746, págs. 110 a 117.
- , 1963: "Weltweite Messungen des Nebelniederschlags nach der Hohenpeissenberger Methode", en Unión Internacional de Geodesia y Geofísica, *General Assembly* (Berkeley, California, 19 a 31 de agosto de 1963), Asociación Internacional de Hidrología Científica, publicación núm. 65, págs. 324 a 342.
- Habib, E., W. F. Krajewski y A. Kruger, 2001: "Sampling errors of tipping-bucket rain gauge measurements", en *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 6, págs. 159 a 166.
- Instituto Hidrometeorológico de Eslovaquia e Instituto Federal de Tecnología de Suiza, 1993: "Precipitation measurement and quality control", en *Proceedings of the International Symposium on Precipitation and Evaporation* (B. Sevruk y M. Lapin, eds.) (Bratislava, 20 a 24 de septiembre de 1993), vol. I, Bratislava y Zúrich.
- Koschmieder, H., 1934: "Methods and results of definite rain measurements; III. Danzig Report (1)", en *Monthly Weather Review*, vol. 62, págs. 5 a 7.
- Legates, D. R. y C. J. Willmott, 1990: "Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation", en *International Journal of Climatology*, vol. 10, págs. 111 a 127.
- Loijens, H. S., 1975: "Measurements of snow water equivalent and soil moisture by natural gamma radiation", en *Proceedings of the Canadian Hydrological Symposium-75* (11 a 14 de agosto de 1975, Winnipeg), págs. 43 a 50.
- Nespor, V. y B. Sevruk, 1999: "Estimation of wind-induced error of rainfall gauge measurements using a numerical simulation", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 16, núm. 4, págs. 450 a 464.
- Niemczynowicz, J., 1986: "The dynamic calibration of tipping-bucket rain gauges", en *Nordic Hydrology*, vol. 17, págs. 203 a 214.
- Organización Internacional de Normalización, 2001: *Atmospheric Icing of Structures*, ISO 12494:2001. Ginebra.
- Organización Internacional de Normalización/Comisión Electrotécnica Internacional, 2005: *General Requirements for the Competence of Testing and Calibration Laboratories*, ISO/IEC 17025:2005/Cor 1:2006. Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1972: "Evaporation losses from storage gauges" (B. Sevruk), en *Distribution of Precipitation in Mountainous Areas*, Geilo Symposium (Norway, 31 July–5 August 1972). Volume II – technical papers (WMO-No. 326). Ginebra.
- , 1982: *Methods of Correction for Systematic Error in Point Precipitation Measurement for Operational Use* (B. Sevruk). Operational Hydrology Report No. 21 (WMO-No. 589). Ginebra.

- , 1984: *International Comparison of National Precipitation Gauges with a Reference Pit Gauge* (B. Sevruck and W.R. Hamon). Instruments and Observing Methods Report No. 17 (WMO/TD-No. 38). Ginebra.
- , 1985: *International Organizing Committee for the WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison*. Informe final de la primera reunión (distribuido únicamente a los participantes). Ginebra.
- , 1986: *Papers Presented at the Workshop on the Correction of Precipitation Measurements* (B. Sevruck, ed.) (Zurich, Switzerland, 1–3 April 1985). Instruments and Observing Methods Report No. 25 (WMO/TD-No. 104). Ginebra.
- , 1987: *Instruments Development Inquiry* (E. Prokhorov). Instruments and Observing Methods Report No. 24 (WMO/TD-No. 231). Ginebra.
- , 1989a: *Catalogue of National Standard Precipitation Gauges* (B. Sevruck and S. Klemm). Instruments and Observing Methods Report No. 39 (WMO/TD-No. 313). Ginebra.
- , 1989b: *International Workshop on Precipitation Measurements* (B. Sevruck, ed.) (St Moritz, Switzerland, 3–7 December 1989). Instruments and Observing Methods Report No. 48 (WMO/TD-No. 328). Ginebra.
- , 1992a: *Snow Cover Measurements and Areal Assessment of Precipitation and Soil Moisture* (B. Sevruck, ed.). Instruments and Observing Methods Report No. 48 (WMO-No. 749). Ginebra.
- , 1992b: *Report on the Measurement of Leaf Wetness* (R. R. Getz). Agricultural Meteorology Report No. 38 (WMO/TD-No. 478). Ginebra.
- , 1998: *WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison: Final Report* (B.E. Goodison, P.Y.T. Louie and D. Yang). Instruments and Observing Methods Report No. 67 (WMO/TD-No. 872). Ginebra.
- , 2006: *WMO Laboratory Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges* (L.G. Lanza, M. Leroy, C. Alexandropoulos, L. Stagi and W. Wauben). Instruments and Observing Methods Report No. 84 (WMO/TD-No. 1304). Ginebra.
- , 2008: *Guía de prácticas hidrológicas* (OMM-N° 168), volumen I. Ginebra.
- , 2009: *WMO Field Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges* (E. Vuerich, C. Monesi, L.G. Lanza, L. Stagi and E. Lanzinger), Instruments and Observing Methods Report No. 99 (WMO/TD-No. 1504). Ginebra.
- , 2010: "Optimized snow plates and snow grids for automatic and manual snow depth measurements" (E. Lanzinger y M. Theel), en *Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation* (TECO-2010). Instruments and Observing Methods Report No. 104 (WMO/TD-No. 1546). Ginebra.
- Paquet, E. y M. T. Laval, 2006: "Operation feedback and prospects of EDF Cosmic-Ray Snow Sensors", en *La Houille Blanche*, núm. 2, págs. 113 a 119.
- Rinehart, R. E., 1983: "Out-of-level instruments: Errors in hydrometeor spectra and precipitation measurements", en *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 22, págs. 1404 a 1410.
- Schemenauer, R. S. y P. Cereceda, 1991: "Fog water collection in arid coastal locations", en *Ambio*, vol. 20, núm. 7, págs. 303 a 308.
- , 1994a: "Fog collection's role in water planning for developing countries", en *Natural Resources Forum*, vol. 18, núm. 2, págs. 91 a 100.
- , 1994b: "A proposed standard fog collector for use in high-elevation regions", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 33, núm. 11, págs. 1313 a 1322.
- Sevruck, B., 1974a: "Correction for the wetting loss of a Hellman precipitation gauge", en *Hydrological Sciences Bulletin*, vol. 19, núm. 4, págs. 549 a 559.
- , 1974b: "Evaporation losses from containers of Hellman precipitation gauges", en *Hydrological Sciences Bulletin*, vol. 19, núm. 2, págs. 231 a 236.
- , 1984: "Comments on 'Out-of-level instruments: Errors in hydrometeor spectra and precipitation measurements'", en *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 23, págs. 988 a 989.
- Sevruck, B. y V. Nespor, 1994: "The effect of dimensions and shape of precipitation gauges on the wind-induced error", en *Global Precipitation and Climate Change* (M. Desbois y F. Desalmand, eds.). NATO ASI Series, Springer Verlag, Berlín, 126, págs. 231 a 246.
- Sevruck, B. y L. Zahlavova, 1994: "Classification system of precipitation gauge site exposure: Evaluation and application", en *International Journal of Climatology*, vol. 14, núm. 6, págs. 681 a 689.
- Sieck, L. C., S. J. Burges y M. Steiner, 2007: "Challenges in obtaining reliable measurements of point rainfall", en *Water Resources Research*, vol. 43, págs. 1 a 23.
- Smith, J. L., H. G. Halverson y R. A. Jones, 1972: *Central Sierra Profiling Snowgauge: A Guide to Fabrication and Operation*. USAEC Report TID-25986, Servicio Nacional de Información Técnica, Departamento de Comercio de Estados Unidos, Washington, D. C.

- Stadtmuller, T. y N. Agudelo, 1990: "Amount and variability of cloud moisture input in a tropical cloud forest", en *Proceedings of the Lausanne Symposia* (agosto/noviembre). Publicación núm. 193 de la AICh, Wallingford.
- Vong, R. J., J. T. Sigmon y S. F. Mueller, 1991: "Cloud water deposition to Appalachian forests", en *Environmental Science and Technology*, vol. 25, núm. 6, págs. 1014 a 1021.
- Yang, D., J. R. Metcalfe, B. E. Goodison y E. Mekis, 1993: "True Snowfall: An evaluation of the Double Fence Intercomparison Reference Gauge", en *Proceedings of the Fiftieth Eastern Snow Conference*, Ciudad de Quebec, 8 a 10 de junio de 1993, Quebec (Canadá), págs. 105 a 111.
- Yang, D., B. E. Goodison, J. R. Metcalfe, V. S. Golubev, E. Elomaa, T. Gunther, R. Bates, T. Pangburn, C. L. Hanson, D. Emerson, V. Copaciu y J. Milkovic, 1995: "Accuracy of Tretyakov precipitation gauge: results of WMO intercomparison", en *Hydrological Processes*, vol. 9, págs. 877 a 895.
- Young, G. J., 1976: "A portable profiling snow-gauge: Results of field tests on glaciers", en *Proceedings of the Forty-fourth Annual Western Snow Conference*. Servicio del Medio Ambiente Atmosférico, Canadá, págs. 7 a 11.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 7. MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN.....	239
7.1 Generalidades .....	239
7.1.1 Definiciones .....	239
7.1.2 Unidades y escalas .....	240
7.1.2.1 Unidades .....	240
7.1.2.2 Normalización .....	240
7.1.3 Requisitos meteorológicos .....	242
7.1.3.1 Datos que se deben comunicar .....	242
7.1.3.2 Incertidumbre .....	242
7.1.3.3 Muestreo y registro .....	242
7.1.3.4 Tiempos de observación .....	242
7.1.4 Métodos de medición .....	243
7.2 Medición de la radiación solar directa .....	244
7.2.1 Radiación solar directa .....	245
7.2.1.1 Pirheliómetros patrón primarios .....	245
7.2.1.2 Pirheliómetros patrón secundarios .....	247
7.2.1.3 Pirheliómetros de campo y de red .....	248
7.2.1.4 Calibración de los pirheliómetros .....	249
7.2.2 Exposición .....	249
7.3 Medición de la radiación celeste global y difusa .....	250
7.3.1 Calibración de los piranómetros .....	250
7.3.1.1 Comparación con un pirheliómetro patrón y con un piranómetro de referencia en sombra .....	253
7.3.1.2 Comparación con un pirheliómetro patrón .....	253
7.3.1.3 Calibración alternada utilizando un pirheliómetro .....	254
7.3.1.4 Comparación con un piranómetro de referencia .....	255
7.3.1.5 Comparación en laboratorio .....	255
7.3.1.6 Comprobaciones de rutina de los factores de calibración .....	256
7.3.2 Funcionamiento de los piranómetros .....	256
7.3.2.1 Nivelación del sensor .....	257
7.3.2.2 Cambio de la sensibilidad debido a variaciones de la temperatura ambiente .....	257
7.3.2.3 Variación de la respuesta con la orientación .....	257
7.3.2.4 Variación de la respuesta en función del ángulo de incidencia .....	257
7.3.2.5 Incertidumbres en los totales horarios y diarios .....	258
7.3.3 Instalación y mantenimiento de los piranómetros .....	258
7.3.3.1 Corrección para obstáculos en un horizonte libre .....	259
7.3.3.2 Instalación de piranómetros para medir la radiación global .....	259
7.3.3.3 Instalación de piranómetros para medir la radiación celeste difusa ..	260
7.3.3.4 Instalación de piranómetros para medir la radiación reflejada .....	261
7.3.3.5 Mantenimiento de los piranómetros .....	261
7.3.3.6 Instalación y mantenimiento de piranómetros sobre plataformas especiales .....	261
7.4 Medición de la radiación total y de onda larga .....	262
7.4.1 Instrumentos para medir la radiación de onda larga .....	262
7.4.2 Instrumentos para medir la radiación total .....	263
7.4.3 Calibración de los pirgeómetros .....	266
7.4.4 Instalación de pirradiómetros y de pirgeómetros .....	267
7.4.5 Registro y reducción de datos .....	267
7.5 Medición de magnitudes de radiación especiales .....	268
7.5.1 Medición de la luz diurna .....	268
7.5.1.1 Instrumentos .....	268
7.5.1.2 Calibración .....	269
7.5.1.3 Registro y reducción de datos .....	270
7.6 Medición de la radiación ultravioleta .....	270
7.6.1 Instrumentos .....	272
7.6.1.1 Sensores de banda ancha .....	272
7.6.1.2 Sensores de banda estrecha .....	274

	<i>Página</i>
7.6.1.3 Espectrorradiómetros .....	275
7.6.2 Calibración.....	276
ANEXO 7.A. NOMENCLATURA DE LAS MAGNITUDES RADIOMÉTRICAS Y FOTOMÉTRICAS .....	279
ANEXO 7.B. MAGNITUDES METEOROLÓGICAS, SÍMBOLOS Y DEFINICIONES DE RADIACIÓN.....	281
ANEXO 7.C. REQUISITOS QUE DEBEN REUNIR LOS CENTROS RADIOMÉTRICOS MUNDIALES, REGIONALES Y NACIONALES .....	283
ANEXO 7.D. FÓRMULAS ÚTILES .....	287
ANEXO 7.E. RADIACIÓN CELESTE DIFUSA: CORRECCIÓN DEL EFECTO DEL ANILLO DE SOMBRA .....	290
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	292

## CAPÍTULO 7. MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN

### 7.1 GENERALIDADES

Los diversos flujos de radiación recibidos y emitidos por la superficie terrestre son algunas de las variables más importantes de la economía térmica de la Tierra en su totalidad, y de cualquier punto de su superficie o de la atmósfera. Las mediciones de la radiación se emplean para:

- a) estudiar las transformaciones de la energía en el sistema Tierra-atmósfera, así como sus variaciones en el tiempo y en el espacio;
- b) analizar las propiedades y distribución de los componentes de la atmósfera, como los aerosoles, el vapor de agua, el ozono, etc.;
- e) estudiar la distribución y variaciones de la radiación incidente, saliente y neta;
- d) responder a las necesidades de la biología, la medicina, la agricultura, la arquitectura y la industria en materia de radiación;
- e) verificar las mediciones de la radiación efectuadas por satélite, así como los algoritmos utilizados.

Para estas aplicaciones se requieren series periódicas de datos de los componentes de la radiación solar y terrestre en la superficie, recopilados por una vasta red de observación, así como la obtención de mediciones representativas de la radiación neta. Además de la publicación de las series de valores recopiladas por las diversas estaciones de observación, es esencial establecer climatologías de la radiación completas para evaluar de manera más precisa las variaciones diarias y estacionales de los distintos componentes radiativos del balance térmico general y, en consecuencia, para comprender mejor su relación con otros elementos meteorológicos.

En OMM (1986) se encontrará una descripción muy útil del funcionamiento y diseño de las redes de estaciones radiométricas. En la parte VI de esta Guía se describen los principios científicos en que se basan las mediciones, acompañados de orientaciones sobre la garantía de la calidad, que es el elemento más importante en las mediciones de radiación. La publicación *Baseline Surface Radiation Network - Operations Manual* (Red de referencia para las mediciones de radiación en superficie — Manual de funcionamiento) (OMM, 1998) ofrece una exposición general de la situación actual en materia de mediciones de radiación.

Conforme a la práctica habitual en este campo, los errores y las incertidumbres están expresados en el presente capítulo como intervalos de confianza del 66% de la diferencia respecto de la cantidad verdadera, que es similar a una desviación típica de la población de valores. En caso necesario, se indican los intervalos de confianza e incertidumbre, y las incertidumbres se estiman mediante el método de la Organización Internacional de Normalización (ISO/ Comisión Electrotécnica Internacional (IEC), 2008/Comité Conjunto para las Guías en Metrología (JCGM), 2008). Por ejemplo, un 95% de incertidumbre implica que la incertidumbre indicada corresponde a un intervalo de confianza del 95%.

#### 7.1.1 Definiciones

El anexo 7.A contiene una nomenclatura de las magnitudes radiométricas y fotométricas, basada en las definiciones recomendadas por la Comisión Internacional de las Radiaciones de la Asociación Internacional de Meteorología y Ciencias de la Atmósfera y por la Comisión Internacional de Iluminación (CII). En el anexo 7.B figuran las magnitudes, las definiciones y los símbolos relativos a la radiación utilizados en aplicaciones meteorológicas.



Según su origen, las magnitudes radiativas se clasifican en dos grupos: radiación solar y radiación terrestre. En el contexto de este capítulo, el término “radiación” puede implicar un proceso o bien designar múltiples magnitudes. Por ejemplo, “radiación solar” puede significar energía solar, exposición solar o irradiancia solar (véase el anexo 7.B).

La energía solar es la energía electromagnética emitida por el Sol. La radiación solar que incide en el límite superior de la atmósfera terrestre se denomina radiación solar extraterrestre; el 97% de ella se encuentra confinado en el intervalo espectral comprendido entre 290 y 3 000 nm y se denomina radiación solar (en ocasiones, radiación de onda corta). Una parte de la radiación solar extraterrestre penetra a través de la atmósfera y llega a la superficie terrestre, mientras que otra parte se dispersa y/o es absorbida en la atmósfera por las moléculas gaseosas, las partículas de aerosoles, y las gotas de agua y cristales de hielo presentes en ella.

La radiación terrestre es la energía electromagnética de onda larga emitida por la superficie de la Tierra y por los gases, aerosoles y nubes de la atmósfera; es también absorbida parcialmente en la atmósfera. Para una temperatura de 300 K, un 99,99% de la energía de la radiación terrestre tiene una longitud de onda superior a 3 000 nm, y en torno a un 99%, superior a 5 000 nm. A temperaturas inferiores, el espectro se desplaza hacia longitudes de onda mayores.

Dado que las distribuciones espectrales de la radiación solar y terrestre apenas se superponen, con frecuencia se las trata por separado en mediciones y cálculos. En meteorología, la suma de estos dos tipos de radiación se denomina radiación total.

La luz es la radiación visible para el ojo humano. El intervalo espectral de la radiación visible se define en términos de la eficiencia luminosa espectral para un observador de referencia. El límite inferior está situado entre 360 y 400 nm y el límite superior, entre 760 y 830 nm (CII, 1987). La radiación cuya longitud de onda es inferior a 400 nm se denomina ultravioleta (UV), y la de longitud de onda superior a 800 nm, radiación infrarroja. La horquilla de radiaciones UV se divide frecuentemente en tres intervalos (IEC, 1987):

UV-A: 315 a 400 nm

UV-B: 280 a 315 nm

UV-C: 100 a 280 nm

## 7.1.2 **Unidades y escalas**

### 7.1.2.1 **Unidades**

Para representar las variables meteorológicas de la radiación se utilizará preferentemente el Sistema Internacional de Unidades (SI). En los anexos 7.A y 7.B figura una lista general de las unidades correspondientes.

### 7.1.2.2 **Normalización**

Los Centros radiométricos mundiales, regionales y nacionales, cuyos requisitos figuran en el anexo 7.C, tienen la responsabilidad de calibrar los instrumentos radiométricos. Además, el Centro radiométrico mundial de Davos está encargado del mantenimiento de la referencia básica: el Grupo de Normalización Mundial (GNM) de instrumentos, que se utiliza para establecer la Referencia Radiométrica Mundial (RRM). Durante las comparaciones internacionales, que se organizan cada cinco años, se comparan con el GNM los instrumentos patrón de los centros regionales, y se ajustan a la RRM sus factores de calibración. Estos, a su vez, se utilizan para transferir la RRM periódicamente a los centros nacionales, que calibran sus instrumentos de red utilizando los propios instrumentos patrón nacionales.

## **Definición de la Referencia Radiométrica Mundial**

En el pasado se han utilizado en meteorología diversas referencias o escalas radiométricas, a saber: la escala de Ångström de 1905, la escala smithsoniana de 1913 y la escala pirheliométrica



internacional de 1956 (IPS 1956). Gracias a los progresos en radiometría absoluta alcanzados en los últimos años, se ha reducido mucho la incertidumbre de las mediciones de radiación. Los resultados de numerosas comparaciones efectuadas entre 15 pirheliómetros absolutos de 10 tipos diferentes han servido de base para definir una RRM. Es posible transformar las antiguas escalas en la RRM utilizando los factores de conversión siguientes:

$$\frac{\text{RRM}}{\text{Escala de \AA ngstr\u00f6m de 1905}} = 1,026$$

$$\frac{\text{RRM}}{\text{Escala smithsoniana de 1913}} = 0,977$$

$$\frac{\text{RRM}}{\text{IPS 1956}} = 1,022$$

Se acepta que la RRM representa las unidades f\u00edsicas de irradiancia total, con un margen de incertidumbre del 0,3% (99% respecto del valor medido).

### Realizaci\u00f3n de la Referencia Radiom\u00e9trica Mundial: Grupo de Normalizaci\u00f3n Mundial

Para garantizar a largo plazo la estabilidad de la nueva referencia se utiliza un GNM integrado por un m\u00ednimo de cuatro pirheli\u00f3metros absolutos de dise\u00f1o diferente. Al incorporar los instrumentos a ese grupo, se les asigna un factor de reducci\u00f3n con el fin de corregir sus lecturas para referirlas a la RRM. Para formar parte del grupo, un radi\u00f3metro debe cumplir los siguientes requisitos:

- La estabilidad debe superar el 0,2% del valor medido en escalas temporales de decenios.
- La incertidumbre, para un nivel de confianza del 95%, de la serie de mediciones efectuadas con el instrumento debe estar situada dentro de los l\u00edmites de incertidumbre de la RRM.
- El instrumento ha de tener un dise\u00f1o distinto al de los dem\u00e1s instrumentos del GNM.

Para verificar los criterios de estabilidad, los instrumentos del GNM se comparan entre s\u00ed al menos una vez al a\u00f1o, raz\u00f3n por la cual estos se encuentran en el Centro radiom\u00e9trico mundial de Davos.

### C\u00e1lculo de los valores de la Referencia Radiom\u00e9trica Mundial

Para calibrar un instrumento radiom\u00e9trico deber\u00edan utilizarse como referencia las lecturas de uno de los instrumentos del GNM, o las de otro que haya sido calibrado directamente con uno de los instrumentos del Grupo. En las comparaciones internacionales de pirheli\u00f3metros, el valor de la RRM se obtiene calculando la media de al menos tres instrumentos del GNM. Los valores de la RRM se establecen siempre corrigiendo las lecturas de cada instrumento del GNM con el factor de correcci\u00f3n individual, determinado en el momento de incorporarlo al Grupo. Dado que el c\u00e1lculo del valor medio del GNM, utilizado como referencia, puede peligrar si fallan uno o m\u00e1s radi\u00f3metros del GNM, la Comisi\u00f3n de Instrumentos y M\u00e9todos de Observaci\u00f3n resolvi\u00f3<sup>1</sup> que en cada comparaci\u00f3n internacional de pirheli\u00f3metros deber\u00eda establecerse un grupo ad hoc, integrado por el ponente sobre instrumentos meteorol\u00f3gicos para medir la radiaci\u00f3n (o la persona designada) y no menos de cinco miembros, entre ellos el presidente. El director de la comparaci\u00f3n debe participar en las reuniones del grupo en calidad de experto. El grupo deber\u00eda discutir los resultados preliminares de la comparaci\u00f3n, bas\u00e1ndose en criterios definidos por el Centro radiom\u00e9trico mundial, evaluar la referencia, y recomendar la actualizaci\u00f3n de los factores de calibraci\u00f3n.

<sup>1</sup> Recomendado por la Comisi\u00f3n de Instrumentos y M\u00e9todos de Observaci\u00f3n en su und\u00e9cima reuni\u00f3n (1994).

### 7.1.3 **Requisitos meteorológicos**

#### 7.1.3.1 ***Datos que se deben comunicar***

La irradiancia y la exposición radiante son las magnitudes más habitualmente registradas y archivadas, junto con sus promedios y totales a lo largo de una hora. Se utilizan también datos de períodos más cortos, hasta de 1 minuto, e incluso decenas de segundos (para ciertas aplicaciones energéticas). Los totales diarios de exposición radiante son valores frecuentemente utilizados, pero expresados en términos de irradiancia diaria media. Las mediciones de la extinción atmosférica deben hacerse con tiempos de respuesta muy cortos para reducir las incertidumbres derivadas de las variaciones de la masa de aire.

Para las mediciones de radiación, es particularmente importante registrar y facilitar información sobre las circunstancias en que se realizaron las observaciones. Por ejemplo, el tipo y la trazabilidad del instrumento, su historial de calibración, su ubicación en el espacio y en el tiempo, su exposición espacial y su registro de mantenimiento.

#### 7.1.3.2 ***Incertidumbre***

No existen unas instrucciones formalmente acordadas acerca de la incertidumbre que se requiere para la mayor parte de magnitudes relacionadas con la radiación, aunque este asunto se aborda en las secciones de este capítulo referidas a los diversos tipos de medición a la vez que se señalan las mejores prácticas con respecto a las incertidumbres aplicables a la Red de referencia para las mediciones de radiación en superficie del Sistema Mundial de Observación del Clima (véase OMM, 1998). Cabe señalar que, en realidad, suele ser difícil obtener mediciones de buena calidad y, para las operaciones de rutina, estas solo son posibles utilizando equipos modernos y mediciones redundantes. Algunos de los sistemas que aún se siguen utilizando distan mucho de los mejores resultados, pero su modesto desempeño ha sido aceptable para numerosas aplicaciones. Sin embargo, cada vez hay una mayor demanda de datos de la máxima calidad.

En el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E), se indican los valores de incertidumbre de la radiación neta y de la exposición radiante. En relación con esta última, el valor requerido de incertidumbre al 95% a lo largo de un día, establecido por la OMM para los intercambios internacionales, es de  $0,4 \text{ MJ m}^{-2}$  para valores menores o iguales a  $8 \text{ MJ m}^{-2}$ , y del 5% para valores superiores a  $8 \text{ MJ m}^{-2}$ .

#### 7.1.3.3 ***Muestreo y registro***

La mejor manera de satisfacer las necesidades de incertidumbre es realizar observaciones con un período de muestreo inferior a  $1/e$  veces la constante de tiempo del instrumento, incluso cuando los datos que finalmente se registrarán sean totales integrados para períodos de hasta 1 hora o más. Los puntos de datos pueden ser valores totales integrados, o bien un flujo medio calculado a partir de distintas muestras. Se preferirán los sistemas de datos digitales. Son mucho menos convenientes los registradores gráficos y otros tipos de integradores, y sus valores resultantes son difíciles de mantener a un nivel de incertidumbre adecuado.

#### 7.1.3.4 ***Tiempos de observación***

En una red mundial de mediciones de radiación es importante que los datos sean homogéneos no solo en cuanto a la calibración sino también con respecto a los momentos en que se efectúa la observación. Por consiguiente, todas las mediciones de radiación deberían estar referidas a lo que se conoce en algunos países como tiempo local aparente y, en otros, como tiempo solar verdadero. Sin embargo, en los sistemas automáticos puede ser interesante el tiempo estándar o tiempo universal, debido a su mayor facilidad de uso, aunque solo será aceptable si al reducir los datos al tiempo solar verdadero no se introduce una pérdida de información importante (es decir, si la frecuencia de muestreo y la tasa de almacenamiento son suficientemente altas, como se indica en la sección 7.1.3.3 anterior). Para la conversión de tiempo estándar a tiempo solar son útiles las fórmulas que figuran en el anexo 7.D.

### 7.1.4 Métodos de medición

Los instrumentos meteorológicos para medir la radiación se clasifican atendiendo a diversos criterios: el tipo de variable que se desea medir, el campo visual, la respuesta espectral, el uso principal a que se destinen, etc. La clasificación más aceptada es la que figura en el cuadro 7.1. La calidad de los instrumentos se caracteriza por lo señalado en los apartados a) a h) que figuran más adelante. Los instrumentos y su funcionamiento se describen en las secciones 7.2 a 7.4. En OMM (1986) se indican detalladamente las características de los instrumentos y los principios según los cuales funcionan.

**Cuadro 7.1. Instrumentos meteorológicos para medir la radiación**

<i>Clasificación del instrumento</i>	<i>Parámetro que se desea medir</i>	<i>Uso principal</i>	<i>Ángulo de visión (estereorradianes) (véase la figura 7.1)</i>
Pirheliómetro absoluto	Radiación solar directa	Patrón primario	$5 \times 10^{-3}$ (aprox. $2,5^\circ$ de semiángulo)
Pirheliómetro	Radiación solar directa	a) Patrón secundario para calibraciones b) Red	$5 \times 10^{-3}$ a $2,5 \times 10^{-2}$
Pirheliómetro espectral	Radiación solar directa en bandas espectrales anchas (p. ej. con filtros OG 530, RG 630, etc.)	Red	$5 \times 10^{-3}$ a $2,5 \times 10^{-2}$
Fotómetro solar	Radiación solar directa en bandas espectrales estrechas (p. ej. a $500 \pm 2,5$ nm, $368 \pm 2,5$ nm)	a) Patrón b) Red	$1 \times 10^{-3}$ a $1 \times 10^{-2}$ (aprox. $2,3^\circ$ de ángulo total)
Piranómetro	a) Radiación (solar) global b) Radiación (solar) celeste difusa c) Radiación solar reflejada	a) Patrón de trabajo b) Red	$2\pi$
Piranómetro espectral	Radiación (solar) global en intervalos espectrales de banda ancha (p. ej. con filtros OG 530, RG 630, etc.)	Red	$2\pi$
Piranómetro diferencial	Radiación (solar) global neta	a) Patrón de trabajo b) Red	$4\pi$
Pirgeómetro	a) Radiación de onda larga ascendente (sensor hacia abajo) b) Radiación de onda larga descendente (sensor hacia arriba)	Red	$2\pi$
Pirradiómetro	Radiación total	Patrón de trabajo	$2\pi$
Pirradiómetro diferencial	Radiación total neta	Red	$4\pi$

Los radiómetros absolutos se calibran a sí mismos; es decir, la irradiancia recibida por el sensor es reemplazada por una corriente eléctrica que puede medirse con exactitud. Sin embargo, como la sustitución no puede ser perfecta, la desviación respecto del caso ideal determina la incertidumbre de la medición de radiación.

Pero la mayoría de los sensores de radiación no son absolutos y deben calibrarse tomando como referencia un instrumento absoluto. La incertidumbre del valor medido depende, pues, de los factores siguientes, que deberían ser conocidos para un instrumento cuyas características técnicas estén bien establecidas:

- a) la resolución, es decir, la variación más pequeña de la magnitud de radiación que pueda detectar el instrumento;
- b) las desviaciones de la sensibilidad a lo largo del tiempo (el cociente entre la señal eléctrica de salida y la irradiancia aplicada);
- c) las variaciones de la sensibilidad debidas a alteraciones de variables medioambientales, como la temperatura, la humedad, la presión o el viento;
- d) la falta de linealidad de la respuesta, es decir, las variaciones de la sensibilidad relacionadas con las variaciones de la irradiancia;
- e) la desviación de la respuesta espectral respecto del valor supuesto, por ejemplo el ennegrecimiento de la superficie receptora, el efecto de la ventana de apertura, etc.;
- f) la desviación de la respuesta direccional respecto a un valor esperado, es decir, respuesta cosenoidal y respuesta acimutal;
- g) la constante de tiempo del instrumento o del sistema de medición;
- h) las incertidumbres del equipo auxiliar.

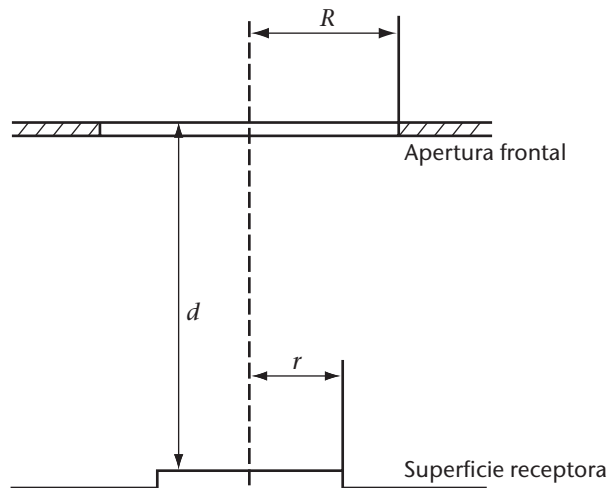
Los instrumentos deberían seleccionarse en función de su uso final y de la incertidumbre requerida para la magnitud obtenida. Algunos instrumentos funcionan mejor en determinados climas, y para determinadas irradiancias y posiciones del Sol.

## 7.2 MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR DIRECTA

Para medir la radiación solar directa se utilizan pirheliómetros, cuyas superficies receptoras están dispuestas de modo que sean perpendiculares a la dirección del Sol. Haciendo uso de las aperturas, se mide solo la radiación procedente del Sol y de un estrecho anillo celeste; este último componente se denomina en ocasiones radiación circunsolar o radiación de la aureola. Los instrumentos modernos interceptan esta región en un semiángulo de unos  $2,5^\circ$  en ciertos modelos, y de aproximadamente  $5^\circ$  a partir del centro del disco solar (que se corresponden, respectivamente, con  $6 \cdot 10^{-3}$  y  $2,4 \cdot 10^{-2}$  sr). El pirheliómetro deberá estar instalado de modo que permita un ajuste rápido y gradual de los ángulos acimutal y de elevación. Generalmente, el instrumento está dotado de un visor en el que un pequeño punto de luz o una imagen del Sol coincide con una marca que indica el centro del objetivo cuando la superficie receptora es exactamente perpendicular al haz solar directo. Para realizar registros continuos, se aconseja utilizar un equipo de seguimiento automático del Sol (seguidor solar).

Para los nuevos diseños de instrumentos que miden la radiación solar directa, se recomienda que el semiángulo de apertura sea de  $2,5^\circ$  ( $6 \cdot 10^{-3}$  sr) y el ángulo de inclinación, de  $1^\circ$ . Para la definición de estos ángulos, consúltese la figura 7.1.

Al comparar instrumentos diseñados con diferentes geometrías de campo visual, debe tenerse en cuenta que la radiación de la aureola influirá en las lecturas tanto más cuanto mayores sean las pendientes y los ángulos de apertura. La diferencia puede llegar a ser del 2% entre las dos aperturas anteriormente mencionadas, para una masa de aire de 1,0. Para efectuar comparaciones climatológicas de los datos de radiación solar directa en diferentes estaciones del año puede ser necesario reducir todos ellos a una distancia Sol-Tierra media:



**Figura 7.1. Geometría del campo visual. El semiángulo de apertura es  $\arctan R/d$ ; el ángulo de inclinación es  $\arctan (R - r)/d$**

$$E_N = E / R^2 \quad (7.1)$$

donde  $E_N$  es la radiación solar, normalizada a la distancia media entre el Sol y la Tierra, definida como una unidad astronómica (UA) (véase el anexo 7.D);  $E$  es la radiación solar directa medida; y  $R$  es la distancia Sol-Tierra, expresada en unidades astronómicas.

### 7.2.1 Radiación solar directa

En el cuadro 7.2 (adaptado de ISO, 1990a) se indican algunas de las características de los pirheliómetros operativos (excepto cuando son patrones primarios), junto con estimaciones indicativas de las incertidumbres de las mediciones efectuadas con esos instrumentos, siempre y cuando aquellos sean utilizados por expertos y sometidos a un control de la calidad adecuado. Aunque se dispone de pirheliómetros más económicos (véase ISO, 1990a), si no se llevan a cabo esfuerzos por caracterizar su respuesta, las incertidumbres resultantes reducen la calidad de los datos y, dado que además se necesita un seguidor solar, en la mayoría de los casos compensa utilizar un pirheliómetro de buena calidad pues el costo adicional que implica es menor. Las incertidumbres estimadas se basan en los supuestos siguientes:

- los instrumentos están adecuadamente mantenidos, correctamente alineados y limpios;
- los datos de 1 minuto y de 1 hora son para irradiancias con cielo despejado al mediodía solar;
- los valores de exposición diarios son para días despejados en latitudes medias.

#### 7.2.1.1 Pirheliómetros patrón primarios

Un pirheliómetro absoluto permite definir la escala de irradiancia total sin recurrir a fuentes o radiadores de referencia. Es necesario conocer los límites de la incertidumbre asociada a la definición pues la calidad de este dato determinará la fiabilidad del pirheliómetro absoluto. Los patrones primarios deberían utilizarse y mantenerse solo en laboratorios especializados. En OMM (1986) se encontrarán detalles acerca de su construcción y funcionamiento; sin embargo, para completar esa información, a continuación se ofrece una reseña al respecto.

Todos los pirheliómetros absolutos de diseño moderno utilizan cavidades como receptores y medidores diferenciales del flujo calorífico, calibrados eléctricamente, como sensores.

**Cuadro 7.2. Características de los pirheliómetros operativos**

<i>Características</i>	<i>Calidad alta<sup>a</sup></i>	<i>Calidad buena<sup>b</sup></i>
Tiempo de respuesta (95% de la señal)	< 15 s	< 30 s
Desplazamiento del cero (respuesta a un cambio de 5 K h <sup>-1</sup> en la temperatura ambiente)	2 W m <sup>-2</sup>	4 W m <sup>-2</sup>
Resolución (variación mínima detectable en W m <sup>-2</sup> )	0,51	1
Estabilidad (variación anual, porcentaje de totalidad de escala)	0,1	0,5
Respuesta en temperatura (porcentaje de error máximo debido a la variación de la temperatura ambiente dentro de un intervalo de 50 K)	1	2
No linealidad (porcentaje de desviación de la capacidad de respuesta a 500 W m <sup>-2</sup> debido a un cambio producido en la irradiancia entre 100 W m <sup>-2</sup> y 1 100 W m <sup>-2</sup> )	0,2	0,5
Sensibilidad espectral (porcentaje de desviación del producto del coeficiente de absorción espectral por el factor de transmitancia espectral con relación a la media dentro del intervalo de 300 a 3 000 nm)	0,5	1,0
Respuesta en inclinación (porcentaje de desviación en relación con la capacidad de respuesta a 0° de inclinación (horizontal) debido a un cambio en la inclinación de 0° a 90° a 1 000 W m <sup>-2</sup> de irradiancia)	0,2	0,5
Incertidumbre alcanzable con un nivel de confianza del 95% (véase más arriba)		
Totales en 1 minuto	%	0,9
	kJ m <sup>-2</sup>	1,8
		0,56
		1
Totales en 1 hora	%	0,7
	kJ m <sup>-2</sup>	1,5
		21
		54
Totales diarios	%	0,5
	kJ m <sup>-2</sup>	1,0
		200
		400

## Notas:

- a Instrumentos casi al nivel de los últimos adelantos de la técnica; pueden utilizarse como patrón de trabajo; el mantenimiento solo puede realizarse en estaciones con instalaciones y personal especializados.
- b Puede utilizarse en operaciones de red.

En la actualidad, se ha comprobado que esta combinación es la que proporciona la menor incertidumbre posible para los niveles de radiación habituales en las mediciones de la radiación solar (es decir, hasta 1,5 kW m<sup>-2</sup>).

Por lo general, la calibración eléctrica se realiza sustituyendo la energía radiativa por energía eléctrica, que se disipa en un serpentín calefactor situado lo más cerca posible del lugar en que se produce la absorción de la radiación solar.

Para determinar la incertidumbre de las mediciones efectuadas con tales instrumentos, se examinan detenidamente las propiedades físicas del instrumento y se realizan mediciones en laboratorio y/o cálculos mediante modelos para determinar las desviaciones respecto del comportamiento ideal, es decir, en qué medida será posible conseguir la sustitución por energía eléctrica. Este procedimiento se denomina caracterización del instrumento.

Los pirheliómetros absolutos deberían cumplir las especificaciones siguientes (en referencia a los instrumentos, y no a los tipos de instrumento), cuando se desee utilizarlos como patrón primario:

- a) Deberá caracterizarse completamente como mínimo un instrumento de una serie de radiómetros de fábrica. La incertidumbre de la caracterización, para un nivel de confianza

del 95%, debería ser inferior a  $2 \text{ W m}^{-2}$  en condiciones de cielo despejado apropiadas para la calibración (véase ISO, 1990a). La incertidumbre al 95% (para todos los componentes de la misma) de una serie de mediciones no debería exceder de  $4 \text{ W m}^{-2}$  para ninguno de los valores medidos.

- b) Cada instrumento de la serie debe compararse con el que haya sido caracterizado, y ninguno de ellos debería desviarse de él en más de la incertidumbre de caracterización, conforme se haya determinado en el apartado a) anterior.
- c) Previa solicitud, debería facilitarse una descripción detallada de los resultados de las comparaciones y de la caracterización del instrumento.
- d) Para tener la seguridad de que el diseño responde a las tecnologías más recientes, deberá incorporarse su trazabilidad respecto de la RRM mediante comparación con el GNM o con otra referencia cuidadosamente determinada que sea trazable respecto al GNM. Este último requisito se cumplirá cuando una serie de mediciones presente una incertidumbre trazable al 95% de menos de  $1 \text{ W m}^{-2}$  de la RRM.

### 7.2.1.2 Pirheliómetros patrón secundarios

Será posible utilizar como patrón secundario un pirheliómetro absoluto que no cumpla las especificaciones de patrón primario o que no esté completamente caracterizado, siempre que haya sido calibrado mediante comparación con el GNM con una incertidumbre al 95% inferior a  $1 \text{ W m}^{-2}$  para una serie de mediciones.

Podrán utilizarse como patrones secundarios otros tipos de instrumentos con incertidumbres de medición similares o cercanas a las de los patrones primarios.

El pirheliómetro de compensación de Ångström ha sido y sigue siendo utilizado como patrón secundario conveniente para la calibración de piranómetros y de otros pirheliómetros. Fue diseñado por K. Ångström como instrumento absoluto, y en él estaba basada la escala de Ångström de 1905; en la actualidad se utiliza como patrón secundario, y debe calibrarse tomando como referencia un instrumento patrón.

El sensor consta de dos láminas de manganina platinadas, de aproximadamente 18 mm de longitud, 2 mm de anchura y unos 0,02 mm de grosor cada una, que se oscurecen con una capa de hollín de vela o con pintura óptica negra mate. En el reverso de cada lámina se acopla un termopar de cobre/constantán, de modo que la diferencia de temperatura entre las dos láminas pueda indicarse en un galvanómetro sensible o en un microvoltímetro eléctrico. En el cuadro 7.3 se indican los semiángulos de apertura y los ángulos de inclinación que resultan de las dimensiones de las láminas y el diafragma frontal.

**Cuadro 7.3. Geometría del campo visual de los pirheliómetros de Ångström**

Ángulo	Vertical	Horizontal
Semiángulo de apertura	5°-8°	~2°
Ángulo de inclinación	0,7°-1,0°	1,2°-1,6°

La medición consta de tres o más ciclos, durante los cuales se ensombrece o se irradia, alternadamente, la lámina izquierda o derecha. La lámina ensombrecida se calienta con una corriente eléctrica, ajustada de modo que la fuerza termoeléctrica del termopar y, por consiguiente, la diferencia de temperatura entre las dos láminas, sea aproximadamente igual a cero. Antes y después de cada secuencia de medición se comprobará el cero colocando a la sombra o al sol ambas láminas simultáneamente. Según el método utilizado y las instrucciones de funcionamiento del fabricante, el cálculo de la irradiancia diferirá ligeramente. El método adoptado para las comparaciones internacionales de pirheliómetros está basado en la fórmula siguiente:



$$E = K \cdot i_L \cdot i_R \quad (7.2)$$

donde  $E$  es la irradiancia (en vatios por metro cuadrado);  $K$  es la constante de calibración determinada mediante comparación con un patrón primario (en vatios por metro cuadrado y amperio cuadrado); e  $i_L$   $i_R$  son las intensidades de corriente (en amperios), medidas con la lámina izquierda o derecha, respectivamente, expuesta a la luz solar directa.

Antes y después de cada serie de mediciones, se ajusta eléctricamente el cero del sistema utilizando uno de los métodos anteriores, denominándose por ello los ceros "frío" (a la sombra) o "caliente" (al sol), según el caso. Para calcular la irradiancia, por lo general, se excluye la primera lectura, por ejemplo  $i_R$ , y se utilizan solo los pares  $i_L - i_R$  siguientes. Cuando se compara un pirheliómetro de esas características con otros instrumentos, la irradiancia obtenida de los valores de intensidad de corriente corresponde a la media geométrica de las irradiancias solares en los instantes de las lecturas de  $i_L$  e  $i_R$ .

La instrumentación auxiliar consta de una fuente de alimentación, un dispositivo de regulación de la corriente, un indicador del cero y un monitor de corriente.

La sensibilidad del indicador del cero debería ser de aproximadamente  $0,05 \cdot 10^{-6}$  A por cada división de la escala para una impedancia de baja entrada ( $< 10 \Omega$ ), o de aproximadamente  $0,5 \mu\text{V}$  para una impedancia de alto nivel de entrada ( $> 10 \text{ k}\Omega$ ). En tales condiciones, una diferencia de temperatura de unos  $0,05$  K entre la unión del termopar de cobre-constantán causa una deflexión igual a una división de la escala, que es indicativa de que una de las láminas recibe un aporte de calor excesivo de aproximadamente un  $0,3\%$ .

La incertidumbre de la irradiancia solar directa obtenida depende en gran medida de la destreza del operador y de la calidad del sistema utilizado para medir la corriente, tanto si se trata de un miliamperímetro de bobina móvil como de un voltímetro digital que mida la diferencia de potencial entre los extremos de una resistencia patrón. El error parcial del valor de salida de la irradiancia es el doble que el correspondiente a la lectura de la intensidad de la corriente eléctrica. La corriente calefactora se envía a cada lámina mediante un conmutador y normalmente se controla por medio de reóstatos diferentes para cada circuito. El conmutador puede utilizarse también para cortar la corriente y, de ese modo, poder determinar el cero. La resolución de los reóstatos debería ser suficiente para ajustar el indicador del cero con un margen de media división de escala.

### 7.2.1.3 **Pirheliómetros de campo y de red**

Este tipo de pirheliómetros suelen utilizar una termopila como detector y presentan una geometría del campo visual similar a la de los pirheliómetros patrón. Los modelos más antiguos suelen tener campos de visión y ángulos de inclinación mayores. Estas características de diseño tenían básicamente por objeto reducir la necesidad de un seguimiento solar exacto. Sin embargo, cuanto mayor sea el ángulo de inclinación (y de apertura), mayor será la magnitud de la radiación de la aureola detectada por el sensor, y dicha magnitud puede llegar a ser de varias unidades porcentuales cuando la profundidad óptica tiene un valor elevado y los ángulos de limitación son grandes. En los nuevos diseños de los seguidores solares, en particular los informatizados, que funcionan en modo pasivo o activo (de búsqueda del sol), ya no es necesario que los ángulos de inclinación sean mayores. Sin embargo, sigue siendo necesario un ángulo de inclinación de  $1^\circ$  para asegurarse de que la energía procedente del haz solar directo se distribuya uniformemente sobre el detector, admitiendo unos errores de puntería en el seguimiento solar de escasa magnitud, del orden de  $0,1^\circ$ .

Los usos a que se destine el pirheliómetro determinarán posiblemente el tipo de instrumento que se seleccione. Algunos modelos de tipo manual, como el actinómetro de Linke Fuessner, se utilizan principalmente para mediciones puntuales, mientras que otros, como los tipos denominados EKO, Eppley, Kipp y Zonen, y Middleton, están específicamente diseñados para la vigilancia a largo plazo de la irradiancia directa. Antes de instalar un instrumento, el usuario debe tener en cuenta las diferencias importantes que existen entre los pirheliómetros operativos, a saber:



- a) el campo visual del instrumento;
- b) si el instrumento mide tanto la parte del espectro de onda larga como la de onda corta (es decir, si la apertura no tiene ninguna protección o si está protegida con una ventana de cristal o una ventana de cuarzo);
- c) los métodos de compensación o de corrección en la temperatura;
- d) la magnitud y la variación de la señal de irradiancia nula;
- e) la posibilidad de instalar el instrumento en un sistema de seguimiento automático para la vigilancia a largo plazo;
- f) hasta qué punto son iguales, para la calibración de otros pirheliómetros operativos, las diferencias a) a c) anteriores, y hasta qué punto tiene el pirheliómetro la calidad necesaria para calibrar otros instrumentos de la red.

#### 7.2.1.4 **Calibración de los pirheliómetros**

Todos los pirheliómetros, salvo los absolutos, deben calibrarse mediante comparación, utilizando el Sol como fuente, con un pirheliómetro que sea trazable respecto al GNM y cuya incertidumbre de calibración probable sea igual o superior a la del pirheliómetro que se calibra.

Como todos los datos de radiación solar deben tener como referencia la RRM, los pirheliómetros absolutos hacen uso también de un factor determinado mediante comparación con el GNM, en lugar del suyo determinado individualmente. Después de la comparación (por ejemplo, durante las comparaciones internacionales de pirheliómetros organizadas periódicamente), un pirheliómetro de este tipo puede usarse como patrón para calibrar, también en este caso mediante comparación y utilizando el Sol como fuente, patrones secundarios y pirheliómetros de campo. Para calibrar instrumentos de campo pueden utilizarse también patrones secundarios, aunque se obtendrá una mayor incertidumbre.

La calidad de las calibraciones que utilizan el Sol como fuente puede depender de la influencia de la aureola si se comparan instrumentos con diferentes geometrías del campo visual. Asimismo, la calidad de los resultados dependerá de la variabilidad de la irradiancia solar cuando las constantes de tiempo y las señales de irradiancia nula de los pirheliómetros sean apreciablemente diferentes. Por último, pueden influir también en los resultados las condiciones ambientales, por ejemplo la temperatura, la presión o la irradiancia neta de onda larga. Si se necesita una calibración de muy alta calidad, deberían utilizarse solo datos obtenidos en días de cielo muy despejado y estables.

Los procedimientos de calibración de los pirheliómetros de campo están recogidos en una norma ISO (ISO, 1990b).

La experiencia reciente en comparaciones internacionales de pirheliómetros pone de manifiesto que un período de cinco años entre calibraciones trazables respecto al GNM debería ser suficiente para los patrones primarios y secundarios. Los pirheliómetros de campo deberían calibrarse cada uno o dos años; cuanto más prolongado sea su uso y más rigurosas las condiciones de trabajo, más frecuentemente deberían calibrarse.

#### 7.2.2 **Exposición**

Para obtener registros continuos con un menor grado de incertidumbre, será esencial disponer de un seguidor solar exacto que no resulte influido por las condiciones medioambientales. El seguimiento deberá efectuarse dentro de un margen de  $0,2^\circ$ , y los instrumentos deberían inspeccionarse como mínimo una vez al día, y con mayor frecuencia si las condiciones meteorológicas así lo requirieran (protegiéndolos contra las condiciones adversas).

El principal requisito de exposición para controlar la radiación solar directa es la ausencia de obstrucciones para el haz solar en todo momento y en cualquier época del año. Además, la selección del emplazamiento debería efectuarse de modo que la influencia de la niebla, el humo y la contaminación atmosférica sea lo más representativa posible del área circundante.

Para las observaciones continuas se utiliza normalmente una ventana que proteja el sensor y los elementos ópticos de la lluvia, la nieve, etc. Debe procurarse que la ventana se mantenga limpia, sin que se forme condensación en su parte interior.

### 7.3 MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN CELESTE GLOBAL Y DIFUSA

La radiación global se define como la radiación solar recibida desde un ángulo sólido de  $2\pi$  sr sobre una superficie horizontal e incluye la radiación recibida directamente del ángulo sólido del disco solar, así como la radiación celeste difusa dispersada al atravesar la atmósfera.

El instrumento necesario para medir la radiación solar procedente de un ángulo sólido de  $2\pi$  sr sobre una superficie plana y en el intervalo espectral de 300 a 3 000 nm es el piranómetro. El piranómetro se utiliza a veces para medir la radiación solar en superficies inclinadas con respecto a la horizontal, y en posición invertida para medir la radiación global reflejada. Al medir el componente celeste difuso de la radiación solar, el componente solar directo es filtrado en el piranómetro mediante un dispositivo de sombra (véase la sección 7.3.3.3).

Los piranómetros utilizan normalmente como sensores elementos termoeléctricos, fotoeléctricos, piroeléctricos o bimetálicos. Como los piranómetros están siempre expuestos a todo tipo de condiciones meteorológicas, deben tener un diseño robusto y resistir los efectos corrosivos del aire húmedo (especialmente en las proximidades del mar). El receptor debería estar herméticamente sellado en el interior de su caja, o bien esta debe ser fácilmente desmontable para eliminar la humedad condensada. Cuando el receptor no está permanentemente sellado, con frecuencia se utiliza un desecante situado en la base del instrumento. Las propiedades de los piranómetros que interesan a la hora de evaluar la incertidumbre y la calidad de la medición de la radiación son: sensibilidad, estabilidad, tiempo de respuesta, respuesta cosenoidal, respuesta acimutal, carácter lineal, respuesta en temperatura, desplazamiento térmico, señal de irradiancia nula y respuesta espectral. En ISO (1990c) y OMM (1998) se encontrará más información sobre la utilización de los piranómetros.

En el cuadro 7.4 (adaptado de ISO, 1990a) se describen las características de los piranómetros para varios niveles de rendimiento, junto con las incertidumbres que es posible conseguir utilizando unas instalaciones apropiadas, un personal adecuadamente formado y un control de la calidad satisfactorio en las condiciones celestes descritas en la sección 7.2.1.

#### 7.3.1 Calibración de los piranómetros

La calibración de un piranómetro consiste en determinar uno o más factores de calibración, y la dependencia de los mismos con respecto a las condiciones ambientales; por ejemplo:

- a) la distribución angular de la irradiancia;
- b) los métodos de calibración;
- c) la respuesta direccional del instrumento;
- d) la inclinación del instrumento;
- e) el nivel de irradiancia;
- f) la irradiancia neta en onda larga para la corrección del desplazamiento térmico;

**Cuadro 7.4. Características de los piranómetros operativos**

<i>Características</i>	<i>Calidad alta<sup>a</sup></i>	<i>Calidad buena<sup>b</sup></i>	<i>Calidad moderada<sup>c</sup></i>
Tiempo de respuesta (95% de la señal)	< 15 s	< 30 s	< 60 s
Desplazamiento del cero:			
(a) respuesta a 200 W m <sup>-2</sup> de radiación térmica neta (ventilada)	7 W m <sup>-2</sup>	15 W m <sup>-2</sup>	30 W m <sup>-2</sup>
(b) respuesta a un cambio de 5 K h <sup>-1</sup> en la temperatura ambiente	2 W m <sup>-2</sup>	4 W m <sup>-2</sup>	8 W m <sup>-2</sup>
Resolución (variación mínima detectable en W m <sup>-2</sup> )	1 W m <sup>-2</sup>	5 W m <sup>-2</sup>	10 W m <sup>-2</sup>
Estabilidad (variación anual, porcentaje de totalidad de escala)	0,8	1,5	3,0
Respuesta direccional para la radiación directa (margen de errores que puede producirse suponiendo que la incidencia normal de respuesta es igual para todas las direcciones, a partir de cualquier dirección, a una radiación cuya incidencia normal de irradiancia es de 1 000 W m <sup>-2</sup> )	10 W m <sup>-2</sup>	20 W m <sup>-2</sup>	30 W m <sup>-2</sup>
Respuesta en temperatura (porcentaje de error máximo debido a cualquier variación de la temperatura ambiente dentro de un intervalo de 50 K)	2	4	8
No linealidad (porcentaje de desviación de la capacidad de respuesta a 500 W m <sup>-2</sup> debido a un cambio producido en la irradiancia entre 100 W m <sup>-2</sup> y 1 000 W m <sup>-2</sup> )	0,5	1	3
Sensibilidad espectral (porcentaje de desviación del producto del coeficiente de absorptancia espectral por el factor de transmitancia espectral con relación a la media dentro del intervalo de 300 a 3 000 nm)	2	5	10
Respuesta en inclinación (porcentaje de desviación en relación con la capacidad de respuesta a 0° de inclinación (horizontal) debido a un cambio en la inclinación de 0° a 90° a 1 000 W m <sup>-2</sup> de irradiancia)	0,5	2	5
Incertidumbre alcanzable (con un nivel de confianza del 95%):			
Totales horarios	3%	8%	20%
Totales diarios	2%	5%	10%

Notas:

- a Instrumentos casi al nivel de los últimos adelantos de la técnica; pueden utilizarse como patrón de trabajo; el mantenimiento solo puede realizarse en estaciones con instalaciones y personal especializados.
- b Puede utilizarse en operaciones de red.
- c Adaptado para redes de bajo costo en donde se acepta un rendimiento bajo.

g) la distribución espectral de la irradiancia;

h) la temperatura;

i) la variación temporal.

Los usuarios de un piranómetro deben tener presente que la incertidumbre de las observaciones aumentará cuando las condiciones de exposición del sensor se desvíen de las condiciones en que el piranómetro haya sido calibrado.

Por lo general, será necesario especificar las condiciones ambientales de la prueba, que pueden diferir considerablemente según la aplicación. Tanto el método como las condiciones deben figurar también con detalle en el certificado de calibración.

Para calibrar los piranómetros existen diversos métodos que utilizan el Sol o fuentes de laboratorio, por ejemplo:

- a) comparación con un pirheliómetro patrón para la irradiancia solar directa, y con un piranómetro en sombra y calibrado para la irradiancia celeste difusa;
- b) comparación con un pirheliómetro patrón, utilizando el Sol como fuente de radiación, con un disco de sombra extraíble para el piranómetro;
- c) utilización de un pirheliómetro patrón, con el Sol como fuente, y dos piranómetros que se calibrarán midiendo alternativamente las irradiancias global y difusa;
- d) comparación con un piranómetro patrón, utilizando el Sol como fuente de radiación, en otras condiciones naturales de exposición (por ejemplo, cielo de nubosidad uniforme o irradiancia solar directa que estadísticamente no difiera de cero);
- e) comparación en laboratorio, en un banco de pruebas ópticas con una fuente artificial de luz, con incidencia normal o con un acimut y elevación especificados, con un piranómetro similar previamente calibrado en el exterior;
- f) comparación en laboratorio, con ayuda de una cámara de integración que simule la radiación celeste difusa, con un tipo similar de piranómetro previamente calibrado en el exterior.

Estos no son los únicos métodos que existen, pero generalmente se utilizan los que se indican en los apartados a), b), c) y d). Sin embargo, es esencial que, excepto en el caso de b), o bien las señales de irradiancia nula para todos los instrumentos sean conocidas, o bien se utilicen pares de piranómetros de modelos idénticos y con configuraciones idénticas. Si se hace caso omiso de estos desplazamientos y diferencias, los resultados pueden acusar un error sistemático apreciable.

Se considera que el método c) da unos resultados muy satisfactorios sin necesidad de un piranómetro calibrado.

Es difícil determinar un número concreto de mediciones necesarias para calcular el factor de calibración del piranómetro. Sin embargo, se puede calcular el error típico de la media, que debería ser inferior al límite deseado cuando se ha efectuado un número de lecturas suficiente en las condiciones deseadas. Las principales variaciones del factor de calibración obtenido (exceptuando las fluctuaciones debidas a las condiciones atmosféricas y a las limitaciones de la observación) se deben a:

- a) las desviaciones respecto de la respuesta cosenoidal, particularmente para elevaciones solares inferiores a  $10^\circ$  (por esa razón, es mejor efectuar la calibración solo cuando la elevación solar sea superior a  $30^\circ$ );
- b) la temperatura ambiente;
- c) una nivelación imperfecta de la superficie receptora;
- d) la respuesta no lineal del instrumento;
- e) la irradiancia neta de onda larga entre el detector y el cielo.

El piranómetro debería calibrarse únicamente en la posición de utilización.

Cuando se utilice el Sol como fuente, debería medirse o calcularse la elevación del Sol aparente (redondeada a la centésima de grado más próxima) para ese período a partir de la hora solar (véase el anexo 7.D). Habría que anotar también la temperatura media del instrumento o del ambiente circundante.

### 7.3.1.1 **Comparación con un pirheliómetro patrón y con un piranómetro de referencia en sombra**

Este método, descrito en ISO (1993), consiste en calibrar la respuesta del piranómetro a la irradiancia global frente a la suma de las mediciones separadas de los componentes directo y difuso. Las comparaciones se deberían realizar en momentos de cielo despejado y de radiación estable (constatada mediante los registros). El componente vertical de la irradiancia solar directa se determina a partir de la señal de salida del pirheliómetro, y la irradiancia celeste difusa se mide con un segundo piranómetro mantenido constantemente a la sombra. El componente directo se elimina del piranómetro celeste difuso sombreando en su totalidad la cúpula exterior del instrumento con un disco de tamaño suficiente, instalado sobre una varilla delgada y mantenido a cierta distancia. El diámetro del disco y su distancia a la superficie del receptor deberían ser tales que el ángulo apantallado sea aproximadamente igual a los ángulos de apertura del pirheliómetro. Para calcular el ángulo de inclinación de la combinación del disco de sombra y el piranómetro debería utilizarse el radio de la cúpula exterior, en lugar del radio del sensor del piranómetro. La configuración utilizada para obtener sombra crea un efecto de ocultación respecto a una aproximación muy cercana tanto del haz solar directo como de la irradiancia celeste circunsolar percibidos por el pirheliómetro.

En días despejados, la irradiancia celeste difusa es inferior al 15% de la irradiancia global; por consiguiente, no es necesario conocer con gran exactitud el factor de calibración del piranómetro de referencia. Sin embargo, hay que procurar tener en cuenta las señales de irradiancia nula de ambos piranómetros, dado que para algunos piranómetros, en condiciones de cielo despejado, la señal de irradiancia nula puede llegar a ser un 15% de la irradiancia celeste difusa.

El factor de calibración se calcula entonces de acuerdo con la siguiente expresión:

$$E \cdot \sin h + V_s k_s = V \cdot k \quad (7.3)$$

o bien:

$$k = (E \sin h + V_s k_s) / V \quad (7.4)$$

donde  $E$  es la irradiancia solar directa medida con el pirheliómetro (en vatios por metro cuadrado);  $V$  es la señal de salida de la irradiancia global del piranómetro que se desea calibrar (en microvoltios);  $V_s$  es la señal de salida de la irradiancia celeste difusa del piranómetro de referencia en sombra (en microvoltios);  $h$  es la elevación del Sol aparente en el momento de la lectura;  $k$  es el factor de calibración del piranómetro que se desea calibrar (en vatios por metro cuadrado por microvoltio); y  $k_s$  es el factor de calibración del piranómetro de referencia en sombra (en vatios por metro cuadrado y microvoltio); todas las mediciones de señal se efectúan simultáneamente.

Los componentes directo, difuso y global variarán durante la comparación, y deberá procurarse que el muestreo y el promediado sean apropiados, para tener la seguridad de que los valores utilizados son representativos.

### 7.3.1.2 **Comparación con un pirheliómetro patrón**

Este método, descrito en ISO (1993), es similar al descrito anteriormente, con la excepción de que la señal de irradiancia celeste difusa se mide con el mismo piranómetro. El componente directo se elimina temporalmente del piranómetro poniendo a la sombra en su totalidad la cúpula exterior del instrumento, conforme se indica en la sección 7.3.1.1. El período de ocultamiento depende de la estabilidad del flujo de radiación y del tiempo de respuesta del piranómetro, y en particular del

intervalo de tiempo necesario para que la temperatura y la emisión en onda larga de la cúpula de vidrio alcancen el equilibrio; por lo general, un valor igual a 10 veces el producto de  $1/e$  por la constante de tiempo de la pila termoeléctrica del piranómetro debería ser suficiente.

La diferencia entre la señal de salida representativa del piranómetro en sombra y la del que está al Sol se debe a la componente vertical de la irradiancia solar directa  $E$  medida por el pirheliómetro. Así:

$$E \cdot \sin h = (V_{\text{un}} - V_{\text{s}}) \cdot k \quad (7.5)$$

o bien:

$$k = (E \cdot \sin h) / (V_{\text{un}} - V_{\text{s}}) \quad (7.6)$$

donde  $E$  es la irradiancia solar directa representativa para un ángulo de incidencia normal medido por el pirheliómetro (en vatios por metro cuadrado);  $V_{\text{un}}$  es la señal de salida representativa del piranómetro (en microvoltios) en modo de irradiancia no sombreada (o global);  $V_{\text{s}}$  es la señal de salida representativa del piranómetro (en microvoltio) en modo de irradiancia sombreada (o celeste difusa);  $h$  es la elevación del Sol aparente; y  $k$  es el factor de calibración (en vatios por metro cuadrado por microvoltio), que es el valor inverso de la sensibilidad (en microvoltios por vatio y metro cuadrado).

Tanto el componente directo como el difuso variarán durante la comparación, y debe procurarse que el muestreo y el promediado sean apropiados, con el fin de que en el cálculo se utilicen los valores representativos de las salidas correspondientes al instrumento en sombra y al sol. A fin de reducir las incertidumbres vinculadas a las señales representativas, debería efectuarse una serie continua de ciclos con y sin sombra, con valores interpolados en el tiempo para reducir las variaciones temporales de la irradiancia celeste global y difusa. Puesto que se utiliza el mismo piranómetro en modo diferencial, y que la diferencia entre las señales de irradiancia nula para la irradiancia celeste global y difusa es despreciable, no es necesario tener en cuenta las irradiancias nulas en la ecuación 7.6.

### 7.3.1.3 **Calibración alternada utilizando un pirheliómetro**

Este método hace uso del mismo equipo instrumental que el descrito en la sección 7.3.1.1, aunque solo se necesita el pirheliómetro para proporcionar datos de irradiancia calibrados ( $E$ ) y se supondrá que los dos piranómetros están sin calibrar (Forgan, 1996). El método permite calibrar ambos piranómetros resolviendo dos ecuaciones simultáneas análogas a la ecuación 7.3. Se empieza reuniendo datos de la señal de irradiancia con el pirheliómetro y midiendo con un piranómetro (piranómetro A) las señales de irradiancia global ( $V_{\text{gA}}$ ), mientras que el otro piranómetro (piranómetro B) mide las señales de irradiancia difusa ( $V_{\text{dB}}$ ) para una horquilla de ángulos cenitales solares con cielo despejado. Una vez reunidos los datos suficientes con la configuración inicial, se intercambian los piranómetros de modo que el piranómetro A, que inicialmente medía la señal de irradiancia global, mida esta vez la señal de irradiancia difusa ( $V_{\text{dA}}$ ), y viceversa con respecto al piranómetro B. Se presupone que para cada piranómetro los coeficientes de calibración difuso ( $k_{\text{d}}$ ) y global ( $k_{\text{g}}$ ) son iguales, y que el coeficiente de calibración del piranómetro A viene dado por:

$$k_{\text{A}} = k_{\text{gA}} = k_{\text{dA}} \quad (7.7)$$

adoptando el mismo supuesto con respecto a los coeficientes del piranómetro B. Para un instante  $t_0$  del período inicial, una versión modificada de la ecuación 7.3 será:

$$E(t_0) \sin(h(t_0)) = k_{\text{A}} V_{\text{gA}}(t_0) - k_{\text{B}} V_{\text{dB}}(t_0) \quad (7.8)$$

Para el instante  $t_1$  del período alterno, una vez intercambiados los piranómetros:

$$E(t_1) \sin(h(t_1)) = k_{\text{B}} V_{\text{gB}}(t_1) - k_{\text{A}} V_{\text{dA}}(t_1) \quad (7.9)$$

Dado que las únicas incógnitas en las ecuaciones 7.8 y 7.9 son  $k_{\text{A}}$  y  $k_{\text{B}}$ , es posible resolver ambas para dos instantes cualesquiera ( $t_0$ ,  $t_1$ ). Los pares de dispositivos, que abarcan un intervalo de elevaciones solares, proporcionan una indicación de la respuesta direccional. La información

de calibración resultante obtenida de ambos piranómetros será representativa de los coeficientes de calibración global, y reportará prácticamente la misma información que el método descrito en la sección 7.3.1.1, aunque sin necesidad de un piranómetro calibrado.

Al igual que con el método descrito en la sección 7.3.1.1, si se desea obtener los coeficientes con una incertidumbre mínima, este método alternante obliga a ajustar las señales de irradiancia de los piranómetros, con el fin de eliminar todo desplazamiento de la irradiancia nula estimada. Con el fin de reducir las incertidumbres resultantes de una variación de la respuesta direccional, se recomienda utilizar un par de piranómetros del mismo modelo, y efectuar los pares de observaciones cuando  $\sin h(t_0) \sim \sin h(t_1)$ .

El método es ideal en situaciones de vigilancia automática *in situ*, en que los tres componentes de la irradiancia solar (directa, difusa y global) son controlados de manera continua. La experiencia parece indicar que los datos necesarios para aplicar este método pueden ser obtenidos en tan solo un día, intercambiando los instrumentos en torno al mediodía solar. Sin embargo, sobre el terreno podrán prorrogarse los períodos y los días antes y después del cambio de instrumentos para la selección de los datos, siempre y cuando la calibración del pirheliómetro sea válida.

#### 7.3.1.4 **Comparación con un piranómetro de referencia**

Como se describe en ISO (1992), este método consiste en utilizar simultáneamente dos piranómetros instalados horizontalmente, uno junto al otro, en el exterior y durante un período de tiempo suficiente para obtener unos resultados representativos. Si los instrumentos son del mismo modelo y tienen una misma configuración de control, uno o dos días deberían ser suficientes. Cuanto más acentuada sea la diferencia entre los tipos de configuración de los piranómetros, mayor deberá ser el período de comparación. Sin embargo, podría sustituirse un período largo por varios períodos cortos que abarquen condiciones típicas (cielo despejado, nuboso, cubierto, lluvia, nieve, etc.). El factor de calibración del instrumento se obtiene inmediatamente, pero en el caso de que los modelos de piranómetro sean diferentes, la incertidumbre resultante reflejará más probablemente la diferencia de modelos que la estabilidad del instrumento que se desea calibrar. La selección de los datos debería efectuarse cuando las irradiancias sean relativamente elevadas y varíen lentamente. Para calcular  $k = R \cdot k_r$ , podrá utilizarse cada uno de los valores medios del cociente  $R$  entre la respuesta del instrumento de prueba y la del instrumento de referencia, siendo  $k_r$  el factor de calibración de la referencia y  $k$  el factor de calibración que se desea obtener. Durante un período de muestreo, suponiendo que el tiempo transcurrido entre mediciones sea inferior a  $1/e$  veces la constante de tiempo de los piranómetros, la recopilación de datos podrá tener lugar en condiciones de irradiancia fluctuantes.

La temperatura media de los instrumentos o la temperatura ambiente deberían registrarse durante todo el tiempo que dure la calibración en el exterior, para tener en cuenta los efectos de la temperatura.

#### 7.3.1.5 **Comparación en laboratorio**

Para obtener la irradiancia directa o difusa existen dos métodos basados en la utilización de fuentes de luz artificial en laboratorio. En ambos casos, tanto el piranómetro de prueba como el piranómetro patrón de referencia están expuestos a las mismas condiciones.

Uno de los métodos consiste en exponer los piranómetros a una lámpara de filamento de tungsteno estabilizada, instalada en el extremo de un banco óptico. Para esta comparación es apropiado utilizar una lámpara halógena de 0,5 a 1,0 kW montada en una caja refrigerada por agua y con ventilación forzada, cuya emisión se limita al espectro solar por medio de una ventana de cuarzo. Es posible utilizar este tipo de lámpara siempre que el patrón y el instrumento que se desea calibrar tengan la misma respuesta espectral. Para las calibraciones en general debería utilizarse una lámpara de xenón a alta presión con filtros que reproduzcan lo mejor posible el espectro solar. Al calibrar los piranómetros de esta manera, los instrumentos deberían protegerse de los efectos de la reflexión con pantallas negras. El procedimiento habitual consiste



en instalar el instrumento de referencia y medir el flujo radiante. Se retira luego el instrumento de referencia y se repite la medición utilizando el instrumento de prueba. Posteriormente, se vuelve a colocar el instrumento de referencia y se realiza otra prueba. Alternando repetidamente este procedimiento debería obtenerse una serie de datos de medición con un buen nivel de precisión (de aproximadamente un 0,5%).

El otro método consiste en utilizar un sistema lumínico de integración, como una esfera o una semiesfera iluminada por lámparas de tungsteno, y con la superficie interna de la esfera recubierta de pintura blanca difusa altamente reflectora. La ventaja estriba en la exposición simultánea del piranómetro de referencia y del instrumento que se desea calibrar. Como la esfera o la semiesfera simulan un cielo de radiancia aproximadamente uniforme, predominan los errores angulares del instrumento a 45°. Puesto que el error cosenoidal suele ser bajo para esos ángulos, la repetibilidad de las mediciones con una esfera de integración suele estar situada en torno al 0,5%. Por lo que se refiere a la fuente utilizada para iluminar la esfera, se aplican las mismas consideraciones que para el primer método.

#### 7.3.1.6 **Comprobaciones de rutina de los factores de calibración**

Para comprobar la constancia de la calibración de un piranómetro existen varios métodos, en función del equipo disponible en cada estación. Debe aprovecharse toda oportunidad de comprobar el buen funcionamiento de los piranómetros sobre el terreno.

En las estaciones de campo en que se disponga de patrones adecuadamente conservados (pirheliómetros o piranómetros), podrán utilizarse los procedimientos de calibración básicos anteriormente descritos. Cuando no se disponga de patrones podrán utilizarse otras técnicas. Si se registra simultáneamente la radiación solar directa, pueden cotejarse ambos registros utilizando el método de calibración directa, como se explica en la sección 7.3.1.2. Se trata de una comprobación sencilla que debería efectuarse con frecuencia.

Cuando haya registros simultáneos de las radiaciones celestes global y difusa, ambos deberían cotejarse frecuentemente. En períodos de nubosidad total, las radiaciones celestes global y difusa deberían ser idénticas, de modo que podrán utilizarse esos períodos para controlar la radiación celeste difusa mediante un disco pantalla. Cuando se utilicen bandas de sombra, se recomienda retirar la banda, de modo que el piranómetro de luz celeste difusa mida la radiación global y sus datos puedan compararse con los datos simultáneos obtenidos del piranómetro global.

El registro podrá verificarse con ayuda de un patrón de trabajo itinerante enviado por la estación central de la red o por una estación cercana. Por último, si las calibraciones no se efectúan en el emplazamiento, será posible intercambiar el piranómetro con otro similar enviado por las instalaciones de calibración. Debería aplicarse uno de estos dos métodos por lo menos una vez al año. Los piranómetros utilizados para medir la radiación solar reflejada se deberían colocar en posición vertical y verificar mediante los métodos anteriormente descritos.

#### 7.3.2 **Funcionamiento de los piranómetros**

Para alcanzar los niveles de incertidumbre deseables será necesario dedicar considerable atención a los detalles. Deberían evaluarse algunas propiedades de los piranómetros y de los sistemas de medición, con el fin de estimar la incertidumbre de los datos resultantes. Por ejemplo, se ha puesto de relieve que, para un registro continuo de radiación global y en ausencia de mediciones auxiliares de radiación celeste difusa y de radiación directa, una incertidumbre inferior al 5% en los totales diarios representará el resultado de un trabajo bien hecho y meticuloso. Análogamente, cuando se utilice un protocolo similar al propuesto en OMM (1998), las incertidumbres de los totales diarios podrán llegar a ser del orden del 2%.



### 7.3.2.1 ***Nivelación del sensor***

Para realizar una medición exacta de la radiación global con un piranómetro es fundamental que el nivel de burbuja del instrumento indique cuándo el plano de la termopila se halla en posición horizontal. Las pruebas pueden realizarse en laboratorio sobre una mesa de nivelación óptica, utilizando el haz colimado de una lámpara cuyo ángulo de elevación sea de unos 20°. Los tornillos de nivelación del instrumento se ajustarán hasta que la respuesta sea lo más constante posible durante la rotación del sensor en sentido acimutal. Se reajustará a continuación el nivel de burbuja, en caso necesario, para señalar la posición horizontal del plano. Esta técnica se denomina nivelación radiométrica y debería coincidir con la nivelación física de la termopila. Sin embargo, ello no siempre es así si la superficie de la termopila no es de calidad uniforme.

### 7.3.2.2 ***Cambio de la sensibilidad debido a variaciones de la temperatura ambiente***

La sensibilidad de los instrumentos de termopila cambia en función de las variaciones de su temperatura interna. Algunos instrumentos están equipados con circuitos integrados compensados térmicamente, con el propósito de mantener una respuesta constante para un amplio intervalo de temperaturas. El coeficiente térmico de la sensibilidad se puede medir en una cámara de temperatura controlada. Para ello, se va variando la temperatura de la cámara a lo largo de un rango de valores apropiado, a intervalos de 10 °C, manteniéndola constante en cada intervalo hasta que se establezca la respuesta de los piranómetros. Seguidamente, se ajustan los datos mediante una curva de suavizado. Si la diferencia porcentual máxima por efecto de la respuesta de temperatura es igual o superior al 2% considerando todas las posibles condiciones ambientales, debería introducirse una corrección basada en el ajuste de los datos.

Si no se dispusiera de cámara de temperatura, podrá utilizarse el método de calibración con pirheliómetros (véanse las secciones 7.3.1.1, 7.3.1.2 o 7.3.1.3) a diferentes temperaturas ambiente. Convendría tener presente que no solo la temperatura puede modificar la sensibilidad, sino también, entre otros, la respuesta cosenoidal (o sea, el efecto de la elevación solar) y la no linealidad (o sea, las variaciones de la irradiancia solar).

### 7.3.2.3 ***Variación de la respuesta con la orientación***

El factor de calibración de un piranómetro puede diferir en gran medida cuando el instrumento se utiliza en una orientación distinta de aquella a la que fue calibrado. La comprobación de la inclinación de los piranómetros puede efectuarse en laboratorio, o con alguno de los métodos de calibración descritos en las secciones 7.3.1.1 o 7.3.1.2. Se recomienda calibrar el piranómetro en la misma orientación en la que se utilizará. No se recomienda corregir la inclinación de ladeo a menos que la respuesta del instrumento haya sido caracterizada para una diversidad de condiciones.

### 7.3.2.4 ***Variación de la respuesta en función del ángulo de incidencia***

La dependencia de la respuesta direccional del sensor respecto de la elevación y del acimut solares recibe por lo general el nombre de respuesta cosenoidal de Lambert y respuesta acimutal, respectivamente. En teoría, la respuesta en irradiancia solar del receptor debería ser proporcional al coseno del ángulo cenital del haz solar, y constante para todos los ángulos acimutales. En el caso de los piranómetros, se recomienda especificar el error cosenoidal (o la diferencia porcentual respecto de la respuesta cosenoidal teórica) para al menos dos ángulos de elevación solar, preferiblemente 30° y 10°. En el cuadro 7.4 se indica una mejor manera de determinar la respuesta direccional, así como los posibles errores para todos los ángulos.

Para determinar la variación de la respuesta en función del ángulo de incidencia deberían utilizarse solo lámparas como fuente, ya que la distribución espectral del Sol varía con el ángulo de elevación. Si se utiliza el Sol como fuente, podría observarse una variación aparente de la respuesta con el ángulo de elevación solar que, en realidad, se trataría de una variación debida a la respuesta espectral no homogénea.

### 7.3.2.5 ***Incertidumbres en los totales horarios y diarios***

Como la mayoría de los piranómetros de una red se utilizan para determinar exposiciones horarias o diarias (o expresadas como irradiancias medias), resulta evidente que las incertidumbres de esos valores revisten importancia.

En el cuadro 7.4 se enumeran las desviaciones máximas esperadas respecto del valor verdadero, excluyendo los errores de calibración. Los tipos de piranómetros de la tercera columna del cuadro 7.4 (o sea, los de calidad moderada) no son apropiados para calcular los totales horarios o diarios, aunque podrían serlo para los totales mensuales y anuales.

### 7.3.3 **Instalación y mantenimiento de los piranómetros**

El emplazamiento elegido para colocar un piranómetro debería estar libre de obstáculos por encima del plano del sensor y, al mismo tiempo, ser fácilmente accesible. Si no es posible reunir esas condiciones, el emplazamiento debería estar lo más libre posible de obstáculos que pudieran arrojar sombra en algún momento del año. El piranómetro no debería estar situado cerca de paredes de color claro o de otros objetos que pudieran reflejar sobre él la energía solar; tampoco se debería exponer a fuentes de radiación artificial.

En la mayoría de los lugares, una azotea plana constituye un buen lugar para instalar el soporte del radiómetro. Si ello no fuera posible, se debería utilizar un soporte instalado a cierta distancia de los edificios o de otros obstáculos. Cuando resulte posible, el emplazamiento debería estar libre de obstáculos cuya elevación sobrepase los 5°, particularmente en la horquilla de valores acimutales del amanecer y del ocaso a lo largo del año. Los demás obstáculos no deberían reducir el ángulo solar total en más de 0,5 sr. En los casos en que ello no sea posible, deberían incluirse en la descripción de la estación datos pormenorizados sobre el horizonte y el ángulo sólido subtendido.

Antes de empezar a instalar un piranómetro debería efectuarse un reconocimiento del lugar cada vez que se modifique la ubicación de aquel o se produzca algún cambio apreciable en relación con los obstáculos de los alrededores. Un excelente método para efectuar este estudio consiste en utilizar una cámara topográfica que expone sobre el negativo un entramado de líneas del acimut y la elevación. Debería tomarse una serie de instantáneas para representar en su totalidad la distribución angular (360°), tanto de altura como de acimut, de los obstáculos que sobrepasen el plano de la superficie receptora alrededor del piranómetro. Si no se dispone de una cámara de este tipo, se pueden representar en un mapa los objetos que arrojan sombra, utilizando un teodolito o una combinación de brújula y clinómetro.

En la descripción de la estación debería figurar la altitud del piranómetro sobre el nivel del mar (es decir, la altitud de la estación más la altura del piranómetro sobre el suelo), así como su longitud y latitud geográficas. Es también muy útil disponer de un plano del lugar, dibujado a escala, en el que figure la posición del registrador, del piranómetro y de todos los cables de conexión.

La posibilidad de acceder a los instrumentos para inspeccionarlos con frecuencia es probablemente la consideración más importante a la hora de seleccionar un emplazamiento. Se recomienda encarecidamente inspeccionar los piranómetros y los registradores como mínimo una vez al día y, preferiblemente, con mayor frecuencia.

Las consideraciones anteriores son igualmente válidas para la exposición de los piranómetros instalados en buques, torres y boyas. La instalación de los piranómetros en esas plataformas es muy difícil y, en ocasiones, peligrosa. Es raro que, en esas condiciones, el funcionamiento del instrumento no esté afectado por un obstáculo importante (por ejemplo, una torre). Debido al movimiento de la plataforma, los piranómetros están sometidos a vibraciones y al oleaje. Por ello, deberían adoptarse precauciones para asegurarse de que el plano del sensor se mantiene horizontal y de que las vibraciones intensas se reducen al mínimo. Esto exige, por lo general, que el piranómetro se monte sobre unas suspensiones cardán especialmente diseñadas.

### 7.3.3.1 **Corrección para obstáculos en un horizonte libre**

Si existe alguna obstrucción al haz solar directo (fácilmente detectada en días despejados), debería corregirse el registro, siempre que sea posible, con el fin de reducir la incertidumbre.

Solo cuando haya registros independientes de las radiaciones celestes global y difusa será posible corregir el componente celeste difuso del registro de los efectos de los obstáculos. El procedimiento exige en primer lugar que se corrija el registro de radiación difusa y, luego, que se ajuste el registro de la radiación global. No debería calcularse la fracción de cielo oscurecida, sino la fracción de la irradiancia proveniente de la parte del cielo que ha sido oscurecida. Dado que la radiación celeste difusa de menos de 5° de elevación contribuye en menos de un 1% a la radiación celeste global, su magnitud podrá despreciarse. Habría que prestar atención a los objetos que subtendan ángulos iguales o superiores a 10°, así como a los que intercepten el haz solar en algún momento. Además, debe recordarse que los objetos de color claro pueden reflejar la radiación solar sobre el receptor.

Siendo rigurosos, la varianza de la radiancia celeste en el conjunto del hemisferio debería tenerse en cuenta cuando se determinen las correcciones para compensar la pérdida de radiación celeste difusa debida a los obstáculos. Sin embargo, el único procedimiento práctico consiste en suponer que la radiancia es isotrópica, es decir, idéntica en cualquier parte del cielo. Para determinar la reducción relativa de la irradiancia celeste difusa asociada a objetos obstaculizadores de tamaño finito podrá utilizarse la expresión siguiente:

$$\Delta E_{\text{celeste}} = \pi^{-1} \int_{\phi} \int_{\theta} \sin \theta \cos \theta d\theta d\phi \quad (7.10)$$

donde  $\theta$  es el ángulo de elevación;  $\phi$  es el ángulo acimutal,  $\Theta$  es la amplitud angular de elevación del objeto, y  $\varphi$  es la amplitud acimutal del objeto.

Esta expresión es válida solo para obstáculos que tienen una superficie oscura y están dispuestos de cara al piranómetro. Para otros objetos, la corrección deberá multiplicarse por un factor de reducción que dependerá de la reflectividad del objeto. El resplandor de la nieve cuando el Sol está bajo podría incluso cambiar el signo de la corrección.

### 7.3.3.2 **Instalación de piranómetros para medir la radiación global**

El piranómetro debería estar sujeto firmemente al soporte que se utilice, valiéndose para ello de los orificios practicados en las patas del trípode o en la placa de sustentación. Se deberían adoptar siempre las precauciones necesarias para evitar que el instrumento esté sometido a golpes o vibraciones mecánicas durante la instalación. Esta operación ha de efectuarse como se indica a continuación. En primer lugar, debería orientarse el piranómetro de manera que los cables que emergen o el conector estén situados al norte de la superficie receptora en el hemisferio norte (y al sur de la misma en el hemisferio austral). Con esto se reducirá al mínimo el calentamiento de las conexiones eléctricas por el Sol. Los instrumentos con termopilas Moll-Gorcynski deberían orientarse de modo que la línea de los termopares (el lado mayor de la termopila rectangular) apunte en dirección este-oeste. Según el tipo de instrumento, esta exigencia resulta a veces incompatible con la primera, pero debería ser prioritaria, ya que permitirá sombrear el conector en caso necesario. Si hay torres en las inmediaciones, el instrumento debería situarse en el lado de la torre que mira al ecuador, y lo más lejos posible de ella.

No debería permitirse que la radiación reflejada del suelo o de la base irradie el cuerpo del instrumento desde abajo. Puede utilizarse un dispositivo cilíndrico que proporcione sombra, pero hay que tener cuidado de no perturbar la ventilación natural, que deberá ser suficiente para mantener el cuerpo del instrumento a la temperatura ambiente.

A continuación debería asegurarse ligeramente el piranómetro con tornillos o clavijas de sujeción, y nivelarlo con ayuda de los tornillos niveladores y del nivel de burbuja proporcionados con el instrumento. Después habría que apretar los tornillos de sujeción, procurando no alterar el montaje para que, conforme a las indicaciones del nivel de burbuja, la superficie receptora se mantenga en posición horizontal.

El soporte o plataforma debería ser suficientemente rígido para que el instrumento esté protegido de los golpes fuertes y para que no se altere la posición horizontal de la superficie receptora, especialmente en períodos de viento fuerte y de energía solar intensa.

El cable de conexión del piranómetro con su registrador debería disponer de un conductor doble y ser impermeable. El cable tendría que estar fijado firmemente al soporte con el fin de reducir al mínimo las roturas o las desconexiones intermitentes en caso de viento. Siempre que sea posible, el cable debería estar adecuadamente soterrado y protegido bajo el suelo cuando el registrador esté situado a cierta distancia del instrumento. Se recomienda utilizar cables apantallados, conectando a tierra el piranómetro, el cable y el registrador con un conductor de baja resistencia. Al igual que en otros tipos de dispositivos termoeléctricos, conviene obtener una unión permanente cobre-cobre entre todas las conexiones antes de soldarlas. Todas las uniones expuestas deberán ser impermeables y estar protegidas de cualquier daño físico. Una vez identificada la polaridad del circuito, podrá conectarse la otra extremidad del cable al sistema de recopilación de datos, con arreglo a las instrucciones pertinentes.

### 7.3.3.3 **Instalación de piranómetros para medir la radiación celeste difusa**

Para medir o registrar por separado la radiación celeste difusa, el sensor se debe proteger de la radiación solar directa con una pantalla. Cuando se requieren registros continuos, el piranómetro se ensombrece generalmente o bien con un pequeño disco metálico que oculta el haz de luz solar con la ayuda de un seguidor solar, o bien con una banda que proporciona sombra y está montada sobre un eje polar.

El primer método implica la rotación de una varilla delgada sincronizada con el movimiento aparente del Sol. Si el seguimiento se efectúa mediante motores síncronos o almanaques solares, será esencial efectuar inspecciones frecuentes para garantizar un funcionamiento y un ajuste adecuados, ya que, de otra manera, los registros espurios son difíciles de detectar. El seguimiento solar mediante sistemas de búsqueda reducirá al mínimo la probabilidad de que ocurran esos problemas. El segundo método implica una presencia más frecuente del personal en el emplazamiento y la introducción de importantes correcciones en el registro para tener en cuenta la magnitud apreciable de la radiación celeste difusa interceptada por el dispositivo de sombra. Para corregir las bandas de sombra y mejorar la incertidumbre de la radiación celeste difusa obtenida en comparación con la que se obtendría utilizando un disco de seguimiento solar, será necesario partir de ciertos supuestos acerca de la distribución de la radiación celeste y de las dimensiones de las bandas. En el anexo 7.E se describe con detalle la construcción de un anillo de sombra y las correcciones que será necesario introducir.

Una fuente de error considerable en los datos de radiación celeste difusa es la señal de irradiancia nula. Con cielo despejado, la señal de irradiancia nula es el equivalente de 5 a 10 W m<sup>-2</sup>, en función del modelo de piranómetro, pudiendo llegar hasta un 15% de la irradiancia celeste difusa. En la publicación *Baseline Surface Radiation Network (BSRN) Operations Manual* (OMM, 1998) se indican varios métodos que permiten minimizar la influencia de la señal de irradiancia nula.

La instalación de un piranómetro para medir la radiación celeste difusa es similar a la de un piranómetro que mida la radiación global. Sin embargo, se plantea la complicación de una montura ecuatorial o de un soporte de banda de sombra. La distancia a otro piranómetro cercano debería ser lo suficientemente grande para tener la seguridad de que el anillo de sombra o el disco pantalla no le quitará luz solar a este último piranómetro. Esta consideración reviste más importancia en latitudes altas, donde el ángulo solar puede llegar a ser muy bajo.

Dado que la radiación celeste difusa con cielo despejado puede ser inferior a la décima parte de la radiación global, debería tenerse muy presente la sensibilidad del sistema de registro.

### 7.3.3.4 **Instalación de piranómetros para medir la radiación reflejada**

La altura sobre la superficie debería estar comprendida entre 1 y 2 m. En verano, el suelo debería estar cubierto de hierba segada regularmente. En regiones donde nieva durante el invierno, sería preciso disponer de un mecanismo que ajuste la altura del piranómetro con el fin de mantener una separación constante entre la nieve y el instrumento. Aunque la montura se encuentra en el campo visual del instrumento, debería estar diseñada de modo que arroje un error inferior al 2% en la medición. Habría que proporcionar un acceso fácil al piranómetro a fin de nivelarlo sin necesidad de mover la superficie situada bajo él, especialmente si es de nieve.

### 7.3.3.5 **Mantenimiento de los piranómetros**

Los piranómetros de funcionamiento continuo deberían inspeccionarse como mínimo una vez al día, y posiblemente con mayor frecuencia, por ejemplo cuando se efectúen observaciones meteorológicas. Durante esas inspecciones, debería limpiarse y secarse la cúpula de vidrio del instrumento (teniendo cuidado para no alterar las mediciones de rutina durante el período diurno). Si se aprecia la presencia de nieve helada, hielo liso, escarcha o cencellada blanca, se deberían eliminar con mucho cuidado del depósito (al menos con carácter temporal), utilizando también con moderación un fluido anticongelante, y secar luego el vidrio. Una comprobación diaria debería permitir asegurarse de que el instrumento esté nivelado, de que no se haya formado condensación en el interior de la cúpula, y de que las superficies del detector se mantengan negras.

En ciertas redes, la cúpula expuesta del piranómetro se ventila continuamente por medio de un ventilador para evitar o reducir al mínimo los depósitos en épocas de frío, y para minimizar la diferencia de temperatura entre la cúpula y la caja. La diferencia de temperatura entre el aire del ventilador y el aire ambiente no debería superar 1 K aproximadamente. Si sobre la cúpula se forma un depósito de arena o de suciedad debido a la contaminación local, la limpieza debería efectuarse con mucha suavidad, preferiblemente después de haber soplado la mayor parte del material menos adherido o tras humedecerlo un poco, para evitar que se raye la superficie, ya que esta acción abrasiva puede alterar apreciablemente las propiedades originales de transmisión del material. Los desecantes deberían estar cargados de material activo (por lo general, un gel de sílice que cambia de color) en todo momento.

### 7.3.3.6 **Instalación y mantenimiento de piranómetros sobre plataformas especiales**

Deberían adoptarse medidas especiales siempre que se instalen equipos en plataformas tan diversas como buques, boyas, torres o aeronaves. Los radiómetros instalados a bordo de buques deberían montarse sobre suspensiones cardán para compensar el movimiento de la plataforma.

Si se emplea una torre para la instalación exclusiva del equipo radiométrico, esta podrá cubrirse con una plataforma rígida, sobre la que se montarán los sensores. Los obstáculos con relación al horizonte deberían quedar del lado de la plataforma más alejado del ecuador, y los brazos de sujeción de los albedómetros deberían extenderse hacia el ecuador.

En buques, boyas y torres los radiómetros deberían instalarse a la mayor altura posible sobre la superficie del agua con el fin de minimizar los efectos de las salpicaduras de agua.

Las mediciones de la radiación desde aeronaves se han realizado con buenos resultados durante años. Sin embargo, deberá seleccionarse con cuidado el piranómetro correcto y la exposición adecuada.

Habría de prestarse especial atención al proceso de instalación, especialmente cuando los sistemas sean de difícil acceso, a fin de asegurar la fiabilidad de las observaciones. Por ello, convendría aplicar un cierto grado de redundancia instalando sistemas de medición duplicados en determinados lugares críticos.

## 7.4 MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN TOTAL Y DE ONDA LARGA

La medición de la radiación total abarca tanto las longitudes de onda cortas de origen solar (entre 300 y 3 000 nm) como las longitudes de onda más largas de origen terrestre y atmosférico (entre 3 000 y 100 000 nm). Los instrumentos utilizados para este fin son los pirradiómetros, que sirven para medir las componentes ascendente o descendente del flujo de la radiación y que, utilizados en parejas, permiten medir las diferencias entre ambas componentes, que representan la radiación neta. Los pirradiómetros de un solo sensor, con una superficie activa en cada cara, se utilizan también para medir la radiación neta. Los sensores de los pirradiómetros deben tener una sensibilidad constante en todo el rango de longitudes de onda comprendidas entre 300 y 100 000 nm.

La radiación de onda larga puede medirse directamente, utilizando un pirgeómetro (también llamado pirogeómetro), o indirectamente restando el valor medido de la radiación global del valor medido de la radiación total. La mayoría de los pirgeómetros eliminan las longitudes de onda cortas mediante filtros que presentan una transparencia aproximadamente constante para longitudes de onda largas, y son casi opacos para longitudes de onda más cortas (de 300 a 3 000 nm). Ciertos pirgeómetros, con o sin filtro, que no eliminan la radiación por debajo de los 3 000 nm, solo pueden utilizarse durante la noche.

El flujo de onda larga  $L^-$  medido por un pirgeómetro o por un pirradiómetro presenta dos componentes: el flujo de cuerpo negro debido a la temperatura superficial del elemento sensor y el flujo radiativo neto medido por el receptor:

$$L^- = L^* + \sigma T_s^4 \quad (7.11)$$

donde  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzmann ( $5,670\,4 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ );  $T_s$  es la temperatura superficial subyacente (en kelvines);  $L^-$  es la irradiancia medida mediante un pirgeómetro de referencia o calculada a partir de la temperatura de la cavidad de cuerpo negro situada en la parte superior del receptor (en vatios por metro cuadrado); y  $L^*$  es el flujo radiativo neto en el receptor (en vatios por metro cuadrado por microvoltio). La medición del componente de onda corta mediante un pirradiómetro se ajusta a lo descrito en la sección 7.3.

### 7.4.1 Instrumentos para medir la radiación de onda larga

Durante el último decenio se ha avanzado considerablemente en la medición de la radiación terrestre mediante pirgeómetros, y particularmente con la aparición de los pirgeómetros de cúpula de silicio, que son, en consecuencia, los que con mayor exactitud miden la radiación terrestre. Pese a todo, la medición de la radiación terrestre es todavía más difícil y conceptualmente menos clara que la de la irradiancia solar. En el cuadro 7.5 se encontrará un análisis de las fuentes de error.

Los pirgeómetros han evolucionado en dos direcciones. En la primera variante, la superficie receptora de la termopila está cubierta por una cúpula hemisférica en cuyo interior se deposita un filtro de interferencia. En la segunda variante, la termopila está cubierta con una lámina plana sobre la que se deposita el filtro de interferencia. En ambos casos, la superficie sobre la que se deposita el filtro de interferencia es de silicio. La primera variante proporciona un campo visual hemisférico completo, mientras que la segunda tiene, por lo general, un campo visual de  $150^\circ$  y la modelización del flujo hemisférico se realiza según las instrucciones del fabricante. La razón argüida a favor del último método es que las imprecisiones son mayores cuando los filtros están dentro de la cúpula hemisférica que al modelizar los flujos con menos de  $30^\circ$  de elevación. Ambos tipos de instrumentos funcionan según el principio de que la señal de salida medida representa la diferencia entre la irradiancia emitida por la fuente y la temperatura de radiación del instrumento como un cuerpo negro. Por lo general, la radiación terrestre obtenida mediante un pirgeómetro puede aproximarse modificando la ecuación 7.11:

$$L^- = L^* + k_2 \sigma T_s^4 + k_3 \sigma (T_d^4 - T_s^4) \quad (7.12)$$



donde  $k_2$  tiene en cuenta las propiedades de emisión de la termopila y la incertidumbre de la medición de la temperatura de la superficie fría de la termopila;  $k_3$  es la sensibilidad de la cúpula del instrumento a la irradiancia infrarroja ( $\mu\text{V}/(\text{W m}^{-2})$ ), y  $T_d$  es la temperatura del detector (K).

El flujo radiactivo neto medido por el receptor,  $L^*$ , se define de la siguiente forma:

$$L^* = U/C \left( 1 + k_1 \sigma T_s^4 \right) \quad (7.13)$$

donde  $C$  es la sensibilidad del receptor ( $\mu\text{V}/(\text{W m}^{-2})$ ), y  $k_1$  es un coeficiente de temperatura residual del receptor. Aunque los pirgeómetros con los últimos adelantos de la técnica están equipados con circuitos integrados compensados térmicamente en el receptor para que  $k_1$  sea muy próximo a cero (como se describe en la sección 7.3.2.2), se recomienda determinar  $k_1$  mediante una calibración en laboratorio como se describe en la sección 7.4.3.

En varias comparaciones realizadas recientemente se han utilizado instrumentos de fabricación similar para una variedad de configuraciones de medición. Estos estudios han puesto de manifiesto que, tras efectuar una cuidadosa calibración, los flujos medidos por la noche concuerdan dentro de un margen de  $\pm 1 \text{ W m}^{-2}$ , pero en períodos de radiación solar elevada la diferencia entre los instrumentos al sol puede ser considerable. La razón de esas diferencias estriba en que la cúpula de silicio y el correspondiente filtro de interferencia pueden transmitir radiación solar y no son reflectores perfectos de la energía solar. Así pues, el sensor puede recibir una contribución de la radiación solar, calentando en consecuencia la cúpula. Esta discrepancia puede reducirse hasta  $\pm 2 \text{ W m}^{-2}$  sombreando el instrumento del mismo modo que para las mediciones de la radiación solar difusa, ventilándolo como recomienda la ISO (1990a), y midiendo la temperatura de la cúpula y de la caja del instrumento. Basándose en los resultados de estas y otras comparaciones, deberían seguirse las recomendaciones siguientes para efectuar la medición de la radiación de onda larga:

- a) Cuando se utilicen pirgeómetros con circuito de batería integrado para emular las condiciones de cuerpo negro del instrumento se procurará mantener la batería en perfectas condiciones, pues el más mínimo cambio de tensión en esta incrementará apreciablemente el error de medición. Siempre que fuera posible, debería sustituirse la batería del instrumento y medir las temperaturas de la caja y de la cúpula con arreglo a las instrucciones del fabricante.
- b) Cuando sea posible, deberían medirse las temperaturas tanto de la caja como de la cúpula del instrumento, y utilizarse esos valores para determinar la irradiancia.
- c) El instrumento debería estar ventilado.
- d) Para obtener los mejores resultados debería colocarse el instrumento en sombra frente a la irradiancia solar directa mediante un disco pequeño de seguimiento solar, del mismo modo que para medir la radiación celeste difusa.

Estos instrumentos deberían calibrarse en los centros nacionales o regionales de calibración utilizando pirgeómetros de referencia que puedan ser trazables respecto al Grupo Mundial de Patrones de Radiación Infrarroja de Pirgeómetros del Centro radiométrico mundial de Davos.

#### 7.4.2 Instrumentos para medir la radiación total

Uno de los problemas planteados por los instrumentos que miden la radiación total radica en que no existen absorbentes con una sensibilidad absolutamente constante para todas las longitudes de onda de interés. También resulta difícil encontrar unos filtros adecuados con una transmisión constante entre 300 y 100 000 nm. Por ello, se recomienda medir la radiación total realizando mediciones separadas simultáneas de la radiación de onda corta y de onda larga con un piranómetro y un pirgeómetro, respectivamente.

Para utilizar sensores térmicamente sensibles es necesario conocer a fondo el balance térmico del sensor. De lo contrario, será necesario reducir prácticamente a cero las pérdidas de calor del sensor debidas a la convección protegiéndolo de la influencia directa del viento. Las dificultades

técnicas que conllevan tales pérdidas de calor explican, en gran medida, el que la determinación de los flujos radiativos netos sea menos precisa que la de los flujos de radiación global. De hecho, diversos laboratorios han desarrollado sus propios pirradiómetros basándose en unos principios técnicos que, según el parecer de sus expertos, son los más eficaces para reducir la transferencia de calor convectivo en el sensor. En los últimos decenios se han construido pirradiómetros que, aun sin ser perfectos, responden a unos principios de medición satisfactorios. Así pues, existe una gran variedad de pirradiómetros, que utilizan diferentes métodos para eliminar o incorporar los efectos del viento, a saber:

- a) ausencia de protección, en cuyo caso se utilizan fórmulas empíricas para corregir los efectos del viento;
- b) determinación de los efectos del viento mediante calefacción eléctrica;
- c) estabilización de los efectos del viento por medio de ventilación artificial;
- d) eliminación de los efectos del viento protegiendo el sensor.

El componente de onda larga de un pirradiómetro se describe en la ecuación 7.11.

En el cuadro 7.5 figuran las fuentes de error que pueden afectar las mediciones mediante pirradiómetros, así como los métodos propuestos para determinar esos errores.

**Cuadro 7.5. Fuentes de error en las mediciones pirradiométricas**

<i>Efectos que influyen en las mediciones</i>	<i>Tipo de influencia en los pirradiómetros</i>		<i>Efectos en la exactitud de las mediciones</i>	<i>Métodos para determinar esas características</i>
	<i>Con cúpula</i>	<i>Sin cúpula</i>		
Propiedades de la pantalla	Características espectrales de transmisión	Ninguna	a) Variaciones espectrales en el coeficiente de calibración b) Efecto de la radiación incidente reducida en el detector debido a la difusión de radiación de longitud de onda corta en las cúpulas (según el espesor) c) Envejecimiento y otras variaciones en los sensores	a) Determinación espectral de la extinción en la pantalla b) Medición del efecto de radiación celeste difusa o medición del efecto con ángulo de incidencia variable c) Análisis espectral: comparación con una nueva cúpula; determinación de la extinción de la cúpula
Efectos de convección	Cambios debidos a intercambios de energía no radiativa entre el sensor y el entorno de la cúpula (resistencia térmica)	Cambios por intercambios de energía no radiativa entre el sensor y el aire (variación del coeficiente de intercambio superficial)	Cambios incontrolados debidos a ráfagas de viento, importantes para calcular la divergencia del flujo radiativo en la capa inferior de la atmósfera	Estudio del comportamiento dinámico del instrumento en función de la temperatura y de la velocidad en un túnel de viento



<i>Efectos que influyen en las mediciones</i>	<i>Tipo de influencia en los pirradiómetros</i>		<i>Efectos en la exactitud de las mediciones</i>	<i>Métodos para determinar esas características</i>
	<i>Con cúpula</i>	<i>Sin cúpula</i>		
Efectos de hidrometeoros (lluvia, nieve, niebla, rocío, escarcha) y del polvo	Variación de la transmisión espectral más el intercambio de calor no radiativo por conducción y cambio	Variación de las características espectrales del sensor y de la disipación del calor por evaporación	Variaciones debidas a cambios de las características espectrales del sensor y a transferencias de energía no radiativas	Estudio de la influencia de la ventilación forzada sobre estos efectos
Propiedades de la superficie del sensor (emisividad)	Depende de la absorción espectral de la sustancia del sensor	Depende de la absorción espectral de la sustancia del sensor	Cambios en el coeficiente de calibración: a) en función de la respuesta espectral b) en función de la intensidad y el acimut de la radiación incidente c) en función de los efectos de la temperatura	a) Análisis espectrofotométrico de la calibración de las superficies absorbentes b) Medición de la variabilidad de la sensibilidad del sensor con el ángulo de incidencia
Efectos de la temperatura	El sensor no presenta un comportamiento lineal en función de la temperatura	El sensor no presenta un comportamiento lineal en función de la temperatura	Se necesita un coeficiente de temperatura	Estudio de la influencia de la ventilación forzada sobre estos efectos
Efectos de asimetría	a) Diferencias entre las capacidades y la resistencia térmicas de los sensores dispuestos hacia arriba y hacia abajo b) Diferencias en la ventilación de los sensores dispuestos hacia arriba y hacia abajo c) Control y regulación de la nivelación del sensor	a) Diferencias entre las capacidades y la resistencia térmicas de los sensores dispuestos hacia arriba y hacia abajo b) Diferencias en la ventilación de los sensores dispuestos hacia arriba y hacia abajo c) Control y regulación de la nivelación del sensor	a) Influencia sobre la constante de tiempo del instrumento b) Error en la determinación de los factores de calibración para los dos sensores	a) Control de la capacidad térmica de las dos superficies del sensor b) Control de la constante de tiempo en un estrecho intervalo de temperatura

Resulta difícil establecer la incertidumbre que se puede obtener en la práctica. Las comparaciones *in situ* efectuadas en diferentes emplazamientos y entre diferentes modelos de pirradiómetros arrojan unos resultados que difieren entre un 5% y un 10% en las condiciones más idóneas. Para mejorar esos resultados, la comparación *in situ* debería ir precedida de un estudio exhaustivo en laboratorio, con el fin de determinar por separado los diferentes efectos.

El mayor grado de exactitud se alcanza obteniendo el valor de la radiación total mediante una medición por separado de los componentes de onda corta y de onda larga, por lo que este método se considera más recomendable que la medición con pirradiómetros. Los métodos descritos en las secciones 7.2 y 7.3 permiten medir la radiación de onda corta, mientras que los pirgeómetros permiten medir la radiación de onda larga.

En el cuadro 7.6 se enumeran las características de diversos pirradiómetros con distintos niveles de rendimiento, junto con las incertidumbres que cabrá esperar en las mediciones obtenidas utilizando esos instrumentos.

**Cuadro 7.6. Características de los pirradiómetros operativos**

Características	Calidad alta <sup>a</sup>	Calidad buena <sup>b</sup>	Calidad moderada <sup>c</sup>
Resolución ( $W m^{-2}$ )	1	5	10
Estabilidad (variación anual, porcentaje de totalidad de escala)	2%	5%	10%
Error de respuesta cosenoidal a 10° de elevación	3%	7%	15%
Error acimutal a 10° de elevación (adicional al error cosenoidal) (desviación de la media)	3%	5%	10%
Dependencia de la temperatura (-20 °C a 40 °C) (desviación de la media)	1%	2%	5%
No linealidad (desviación de la media)	0,5%	2%	5%
Variación de la sensibilidad espectral integrada sobre intervalos de 200 nm desde 300 hasta 75 000 nm	2%	5%	10%

Notas:

- a Instrumentos casi al nivel de los últimos adelantos de la técnica; el mantenimiento solo puede realizarse en estaciones con instalaciones y personal especializados.
- b Puede utilizarse en operaciones de red.
- c Adaptado para redes de bajo costo en donde se acepta un rendimiento bajo.

### 7.4.3 Calibración de los pirgeómetros

Los pirradiómetros y los pirradiómetros diferenciales (para medir la radiación total neta) se pueden calibrar para la radiación de onda corta con los mismos métodos empleados para los piranómetros (véase la sección 7.3.1), utilizando el Sol y el cielo como fuente. En el caso de los pirradiómetros de radiación total neta de un solo sensor, la cara orientada hacia abajo se debe cubrir con una cavidad de temperatura conocida y constante.

La calibración de los radiómetros de referencia para la radiación de onda larga se realiza mejor en un laboratorio con cavidades de cuerpo negro, aunque para las mediciones de red se prefiere la comparación de instrumentos de referencia durante períodos nocturnos. En el caso de la calibración del sensor, el flujo descendente  $L^-$  se mide por separado utilizando un pirgeómetro o una cavidad de cuerpo negro. En tales casos, la señal  $V$  del flujo radiativo neto recibido por el instrumento (con arreglo a la ecuación 7.11) vendrá dada por:

$$V = L^* \cdot K \text{ o bien } K = V/L^* \quad (7.14)$$

donde  $V$  es la señal de salida del instrumento (en microvoltios); y  $K$  es su sensibilidad (en microvoltios por vatio y metro cuadrado).

Debería comprobarse periódicamente *in situ* la sensibilidad de los instrumentos seleccionando cuidadosamente las condiciones ambientales y utilizando flujos lentamente variables. Sería preciso comprobar también periódicamente los pirgeómetros para asegurarse de que la transmisión de la radiación de onda corta no ha variado.

Es necesario comprobar periódicamente la simetría de los pirradiómetros de radiación total neta. Para ello se invertirá *in situ* el instrumento, o el par de instrumentos, y se anotará cualquier diferencia en la señal de salida. Si las diferencias entre las dos direcciones son superiores al 2% de la escala completa previsible será necesario recalibrar el instrumento, pues eso significa que las velocidades de ventilación o los factores de absorción han alcanzado valores considerablemente diferentes para los dos sensores. Debería efectuarse igualmente este tipo de pruebas durante la calibración o la instalación.

#### 7.4.4 Instalación de pirradiómetros y de pirgeómetros

Los pirradiómetros y los pirgeómetros se instalan generalmente en un lugar libre de obstáculos, o al menos que no presente obstrucciones de magnitudes angulares superiores a  $5^\circ$  en cualquier dirección que tenga un ángulo solar bajo durante todo el año.

Diariamente, debería comprobarse que:

- a) el instrumento está nivelado;
- b) cada uno de los sensores y sus dispositivos de protección están limpios y desprovistos de rocío, escarcha, nieve y lluvia;
- c) las cúpulas no retienen agua (habría que secar cualquier condensación interna);
- d) las superficies receptoras negras presentan emisividades muy próximas a la unidad.

Dado que, por lo general, no es posible medir directamente la radiación solar reflejada y la radiación de onda larga ascendente exactamente a nivel de la superficie, será necesario colocar los pirradiómetros, o bien los piranómetros y los pirgeómetros, a una distancia adecuada del suelo para medir esos componentes ascendentes. Tales mediciones integran la radiación emitida por la superficie que se encuentra debajo del sensor. En el caso de los instrumentos que tienen un ángulo de apertura de  $2\pi$  sr y están instalados a 2 m por encima de la superficie, el 90% de la radiación total medida es emitida por una superficie circular situada en la parte inferior con un diámetro de 12 m (ese porcentaje es de un 95% si el diámetro tiene 17,5 m, y de un 99% si el diámetro tiene 39,8 m), en el supuesto de que el sensor utilice un detector cosenoidal.

Esta característica de integrar la señal de entrada sobre una superficie circular relativamente grande resulta ventajosa cuando se trata de un terreno que presenta variaciones locales importantes de la emitancia, siempre que el pirradiómetro de radiación total neta se pueda instalar lo suficientemente lejos de la superficie para obtener un campo visual representativo del terreno local. Si el sensor se encuentra demasiado cerca de la superficie, la sombra del instrumento podrá afectar la observación, además de mostrar una parte que no es representativa del terreno. Si, en cambio, el pirradiómetro de radiación total neta está demasiado lejos de la superficie, sus lecturas pueden no ser representativas de los flujos en las proximidades de la superficie, debido a la existencia de divergencias de flujo radiativo no detectadas. Se adopta por lo general una altura de 2 m respecto de una vegetación homogénea y de baja altura; cuando la vegetación sea de mayor altura, como sucede en los bosques, la altura debería ser suficiente para eliminar adecuadamente las heterogeneidades de la superficie local.

#### 7.4.5 Registro y reducción de datos

En general, el texto de la sección 7.1.3 es aplicable tanto a los pirradiómetros como a los pirgeómetros. Además, en las lecturas de esos radiómetros pueden influir específicamente los efectos siguientes, que deberían registrarse:

- a) el efecto de los hidrometeoros (lluvia, nieve, rocío, escarcha) en instrumentos sin protección ni ventilación;
- b) el efecto del viento y de la temperatura del aire;
- c) la deriva del cero del sistema de datos. Este efecto es mucho más importante en el caso de los pirradiómetros, que pueden arrojar valores negativos, mientras que en los piranómetros la señal de irradiancia neta es en sí misma una propiedad de la irradiancia neta en la superficie del sensor.

Debería prestarse especial atención a la posición de los instrumentos cuando, para deducir la radiación de onda larga, sea necesario restar un término del componente de irradiancia solar medido con un piranómetro; el pirradiómetro y el piranómetro deberían estar situados a 5 m el uno del otro, de tal modo que la influencia del entorno sobre ellos sea esencialmente la misma.

## 7.5 MEDICIÓN DE MAGNITUDES DE RADIACIÓN ESPECIALES

### 7.5.1 Medición de la luz diurna

La iluminancia es el flujo incidente de energía radiante que emana de una fuente con longitudes de onda comprendidas entre 380 y 780 nm y se evalúa por la respuesta del ojo humano a la energía en esta región del espectro de longitudes de onda. La CII ha definido la respuesta del ojo humano a los fotones con un máximo en la capacidad de respuesta para una longitud de onda de 555 nm. La figura 7.2 y el cuadro 7.7 muestran la respuesta relativa del ojo humano normalizada a esta frecuencia. La eficacia luminosa se define como la relación entre la emitancia radiante (en vatios por metro cuadrado) y la emitancia luminosa (en lúmenes). Es una función de la sensibilidad luminosa relativa  $V(\lambda)$  del ojo humano y de un factor de normalización  $K_m$  (683) que describe el número de lúmenes emitidos por vatio de radiación electromagnética a partir de una fuente monocromática de 555,19 nm (el punto de congelación del platino), con arreglo a la expresión siguiente:

$$\Phi_v = K_m \int_{380}^{780} \Phi(\lambda) V(\lambda) d\lambda \quad (7.15)$$

donde  $\Phi_v$  es el flujo luminoso (en lúmenes por metro cuadrado o luxes);  $\Phi(\lambda)$  es el flujo radiante espectral (en vatios por metro cuadrado por nanómetro);  $V(\lambda)$  es la sensibilidad del ojo humano; y  $K_m$  es una constante de normalización que relaciona las magnitudes luminosas con las de radiación. Así pues, un 99% de la radiación visible está comprendida entre 400 y 730 nm.

En el anexo 7.A se indican las magnitudes y unidades utilizadas para las variables luminosas.

#### 7.5.1.1 Instrumentos

Los instrumentos utilizados para medir la iluminancia, o luxómetros, constan de un detector fotovoltaico, uno o más filtros para obtener una sensibilidad de acuerdo con la curva  $V(\lambda)$  y, a menudo, un circuito de control de la temperatura para mantener la estabilidad de la señal. La CII ha elaborado una guía detallada para medir la luz diurna (CII, 1994), que describe los métodos que deben aplicarse para instalar los equipos, las características de los instrumentos, los procedimientos para adquirir los datos y el control inicial de la calidad.

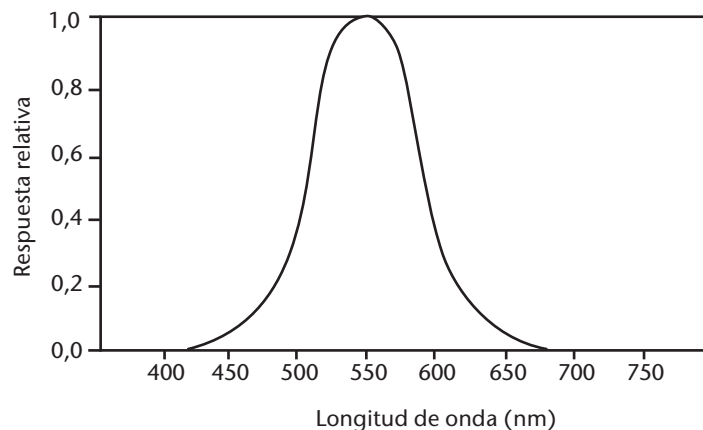


Figura 7.2. Sensibilidad luminosa relativa  $V(\lambda)$  del ojo humano a la visión fotópica

**Cuadro 7.7. Valores de la eficacia luminosa espectral en la visión fotópica (unidad correspondiente a la longitud de onda de máxima eficacia)**

<i>Longitud de onda (nm)</i>	<i>Visión fotópica <math>V(\lambda)</math></i>	<i>Longitud de onda (nm)</i>	<i>Visión fotópica <math>V(\lambda)</math></i>
380	0,00004	590	0,757
390	0,00012	600	0,631
400	0,0004	610	0,503
410	0,0012	620	0,381
420	0,0040	630	0,265
430	0,0116	640	0,175
440	0,023	650	0,107
450	0,038	660	0,061
460	0,060	670	0,032
470	0,091	680	0,017
480	0,139	690	0,0082
490	0,208	700	0,0041
500	0,323	710	0,0021
510	0,503	720	0,00105
520	0,710	730	0,00052
530	0,862	740	0,00025
540	0,954	750	0,00012
550	0,995	760	0,00006
560	0,995	770	0,00003
570	0,952	780	0,000015
580	0,870		

La medición de la iluminancia global es similar a la de la irradiancia global. Sin embargo, el luxómetro patrón deberá controlarse o corregirse en función de la temperatura para un intervalo de temperaturas de  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $40\text{ }^{\circ}\text{C}$  como mínimo. Además, será preciso ventilar el instrumento para evitar la condensación y/o la escarcha cubriendo la superficie exterior del elemento sensor. Normalmente, los luxómetros deberían servir para medir flujos en un rango de 1 a 20 000 lx. En esa horquilla de valores, las incertidumbres deberían mantenerse dentro de los límites que figuran en el cuadro 7.8. Estos valores se basan en las recomendaciones de la CII (CII, 1987), aunque solo para incertidumbres asociadas a medidores de iluminancia de alta calidad, destinados específicamente a medir la luz diurna externa.

Para medir la iluminancia celeste difusa pueden utilizarse los mismos principios que para la irradiancia celeste difusa. Las mediciones de la iluminancia directa deberían efectuarse con instrumentos cuyo campo visual tenga un semiángulo de apertura que no sea superior a  $2,85^{\circ}$  y un ángulo de inclinación inferior a  $1,76^{\circ}$ .

#### 7.5.1.2 **Calibración**

Las calibraciones deberían tener como referencia una fuente luminosa patrón de tipo A con arreglo a los procedimientos descritos en CII (1987). Este equipo solo se encuentra, en general,

**Cuadro 7.8. Características de los luxómetros**

<i>Característica</i>	<i>Porcentaje de incertidumbre</i>
Correlación $V(\lambda)$	2,5
Respuesta-UV	0,2
Respuesta-IR	0,2
Respuesta cosenoidal	1,5
Fatiga a 10 klx	0,1
Coefficiente de temperatura	0,1 K <sup>-1</sup>
Linealidad	0,2
Tiempo de corrección	0,1 s

en laboratorios nacionales de calibración. Una vez al año deberían llevarse a cabo la calibración y las pruebas relativas a las características del instrumento, que tendrían que incluir pruebas para determinar el envejecimiento, la desviación del cero, la estabilidad mecánica y la estabilidad climática. Se recomienda asimismo que, entre las calibraciones efectuadas en laboratorio, se emplee un instrumento patrón sobre el terreno para comprobar las calibraciones en cada lugar de medición.

### 7.5.1.3 **Registro y reducción de datos**

La CII recomienda que se registren las variables climatológicas siguientes:

- a) iluminancia diurna celeste global y difusa sobre superficies horizontales y verticales;
- b) iluminancia del haz solar directo;
- c) luminancia celeste para intervalos de 0,08 sr (aproximadamente  $10^\circ \cdot 10^\circ$ ) en todo el hemisferio;
- d) albedo fotópico de superficies típicas como la hierba, la tierra o la nieve.

Normalmente se necesitan valores integrados horarios o diarios. Los primeros deberían referirse al tiempo solar verdadero. Para la presentación de los datos de luminancia celeste, resultan muy útiles los mapas estereográficos con isóneas de igual luminancia.

## 7.6 **MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA**

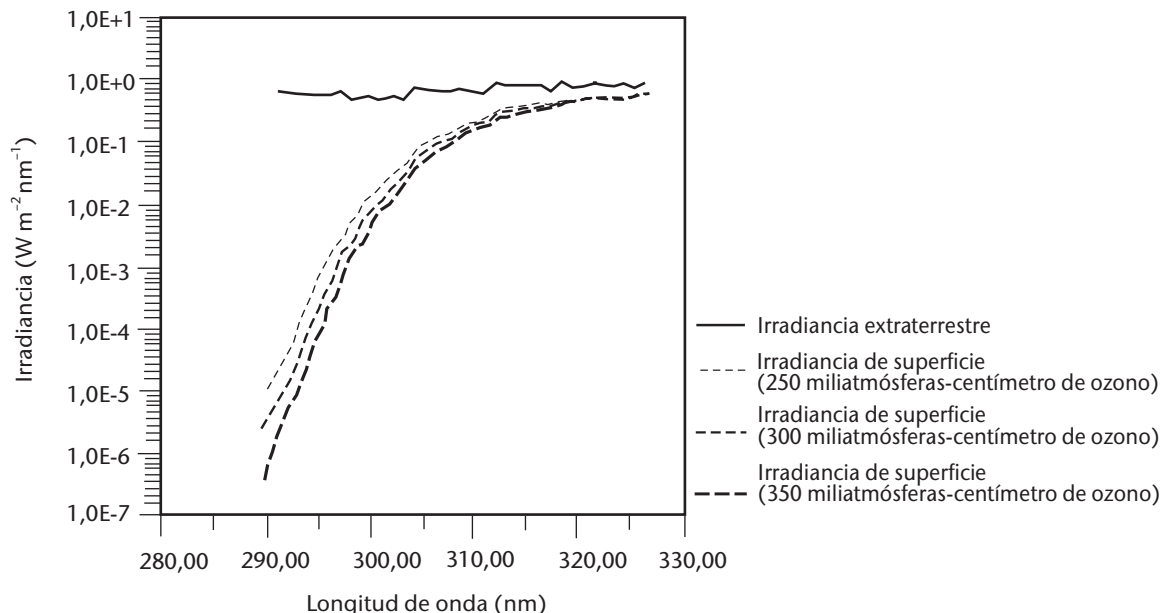
Las mediciones de radiación UV solar se realizan para conocer cuáles son sus efectos sobre el medio ambiente y la salud del ser humano, así como para saber cuánto aumenta la radiación en la superficie terrestre como consecuencia del agotamiento de la capa de ozono (Kerr y McElroy, 1993) y de las variaciones de otros parámetros, como las nubes y los aerosoles. El espectro UV se divide convencionalmente en tres partes, a saber:

- a) La radiación UV-A, que corresponde a la banda de longitudes de onda comprendidas entre 315 y 400 nm, justo fuera del espectro visible. Por lo general<sup>2</sup>, biológicamente no es muy activa y su intensidad en la superficie terrestre no varía de manera significativa con el contenido de ozono atmosférico.
- b) La radiación UV-B, que corresponde a la banda de longitudes de onda comprendidas entre 280 y 315 nm. Es biológicamente activa y su intensidad en la superficie terrestre depende de la columna de ozono atmosférico, en función de la longitud de onda. Una de las manifestaciones de su actividad biológica es el efecto "eritémico", o sea, el grado de inflamación o enrojecimiento de la piel del ser humano.
- c) La radiación UV-C, que corresponde a la banda de longitudes de onda comprendidas entre 100 y 280 nm, es completamente absorbida por la atmósfera y no se produce de manera natural en la superficie terrestre.

La banda UV-B es la que mayor interés reviste para las mediciones de la radiación UV. Una definición alternativa, aunque todavía no generalizada, consiste en utilizar la frecuencia de 320 nm, en lugar de la de 315 nm, para definir la frontera entre UV-A y UV-B.

Medir la radiación UV es difícil debido a la pequeña cantidad de energía que llega a la superficie terrestre, a la variabilidad que inducen las variaciones del nivel de ozono estratosférico, y al rápido incremento de la magnitud del flujo a medida que aumenta la longitud de onda. En la figura 7.3 se ilustran las variaciones de la irradiancia espectral entre 290 y 325 nm que ocurren en la atmósfera superior y en la superficie, expresadas en vatios por metro cuadrado por nanómetro. La irradiancia UV global resulta muy afectada por fenómenos atmosféricos como, por ejemplo, las nubes, y en menor medida por los aerosoles de la atmósfera.

La superficie del entorno tiene también un efecto importante por la dispersión múltiple, como sucede especialmente en zonas cubiertas de nieve.



**Figura 7.3. Los resultados del modelo muestran el efecto de los crecientes niveles de ozono en la transmisión de la radiación UV-B a través de la atmósfera**

<sup>2</sup> El espectro de acción de la fotosíntesis del fitoplancton, por ejemplo, tiene un componente importante de radiación UV-A.

Las dificultades para normalizar las mediciones de radiación UV se deben a la diversidad de aplicaciones a que están destinadas (OMM, 2003 y 2011). A diferencia de la mayoría de las mediciones meteorológicas, no se han establecido todavía unas normas basadas en las necesidades mundiales. En muchos países, las mediciones de la radiación UV no son encomendadas a los Servicios Meteorológicos, sino a las autoridades sanitarias o de protección del medio ambiente. Esta circunstancia, a su vez, dificulta la normalización de los instrumentos y métodos de observación. Las normas son necesarias para la compatibilidad de las observaciones, la garantía de calidad y el control de calidad de las mediciones, y el archivado de los datos, así como para el intercambio de las mediciones con las comunidades de usuarios (OMM, 2003).

Se han desarrollado directrices y procedimientos normalizados sobre la manera de caracterizar y calibrar los instrumentos de banda ancha, los espectrorradiómetros UV y los radiómetros de filtro UV con el fin de medir la irradiancia UV solar (véanse OMM, 1996, 1999a, 1999b, 2001, 2008 y 2010a). También se han elaborado directrices y procedimientos normalizados para los espectrorradiómetros de serie, aunque todavía no están disponibles en el mercado (OMM, 2010b). Aplicando los procedimientos recomendados para garantizar la calidad de los datos en emplazamientos que utilizan instrumentos de medición de la radiación UV solar será posible recopilar una valiosa base de datos sobre la radiación UV. Estos datos son necesarios para elaborar una climatología de la irradiancia UV solar en el espacio y en el tiempo, con el fin de estudiar el clima terrestre. En los documentos mencionados se ofrecen también recomendaciones acerca de los emplazamientos de medición y sobre las especificaciones de los instrumentos. El programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global (VAG) de la OMM ha establecido los requisitos relativos a las mediciones UV-B (OMM, 1993, 2001, 2003, 2010a, 2010b y 2011). Para la irradiancia espectral global UV-B, los requisitos dependen del objetivo. Las especificaciones para objetivos menos exigentes se reproducen en el cuadro 7.9 (OMM, 2001).

A continuación se describen algunos instrumentos con fines de información general y para ayudar a seleccionar la instrumentación apropiada.

### 7.6.1 Instrumentos

En el mercado existen tres tipos generales de instrumentos para medir la radiación UV. Los de la primera clase utilizan filtros de banda ancha y sirven para medir el espectro de la UV-B o la UV-A, o de toda la región UV de banda ancha que afecta la salud del ser humano. En los de la segunda clase hay uno o más filtros de interferencia que miden partes discretas del espectro UV-A y/o UV-B. Los instrumentos de la tercera clase son los espectrorradiómetros que miden secuencial o simultáneamente una parte definida del espectro mediante un filtro de banda de paso fijo.

#### 7.6.1.1 Sensores de banda ancha

La mayoría de los sensores de banda ancha están diseñados para medir un espectro UV ponderado mediante la función eritémica propuesta por McKinlay y Diffey (1987), que se muestra en la figura 7.4. Otro espectro de acción de algunos instrumentos es el de Parrish y otros (1982). En la elaboración de las curvas (y sus variaciones) se utilizan dos métodos para efectuar la ponderación con equipos informáticos.

Uno de los métodos utilizados para obtener la ponderación eritémica consiste en filtrar primero casi toda la luz visible de la longitud de onda con filtros de vidrio ennegrecido, para interceptar la transmisión de radiación ultravioleta. La radiación restante activa una sustancia luminiscente (fósforo) sensible a la radiación ultravioleta. A su vez, la luz verde emitida por la sustancia luminiscente se vuelve a filtrar con un vidrio de color para eliminar cualquier luz visible que no sea verde antes de golpear contra un fotodiodo de arseniuro de galio o de fosfuro de arseniuro de galio. La calidad del instrumento depende de factores tales como la calidad de la cúpula de cuarzo de protección externa, la respuesta cosenoidal del instrumento, la estabilidad de la temperatura y la capacidad del fabricante para ajustarse a la curva eritémica mediante una combinación apropiada de características del vidrio y del diodo. La estabilidad de la temperatura del instrumento es fundamental, tanto con respecto a los componentes electrónicos como a la respuesta de la sustancia luminiscente ante la radiación UV incidente. La eficacia de la sustancia



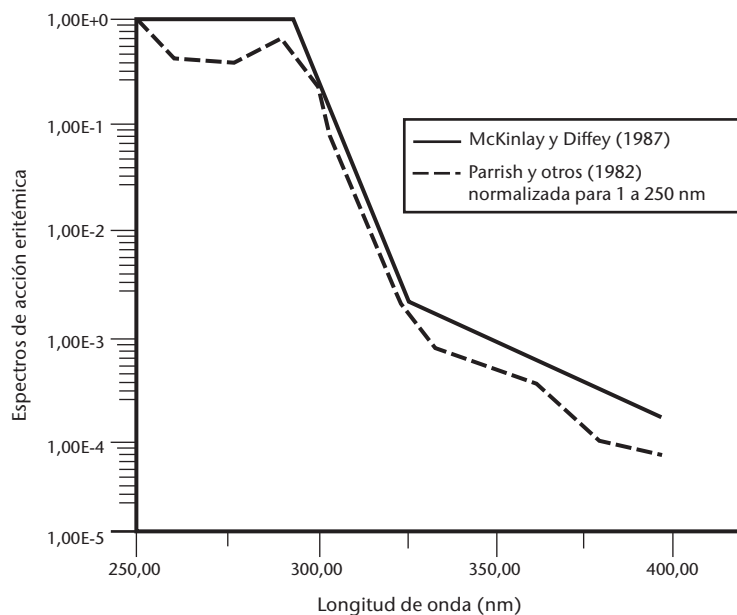
luminiscente disminuye en aproximadamente un 0,5% K<sup>-1</sup>, y su curva de respuesta en longitudes de onda se desvía en casi 1 nm más cada 10 K. Este último efecto es particularmente importante debido a la pendiente de la curva de radiación a esas longitudes de onda.

**Cuadro 7.9. Requisitos para medir la irradiancia espectral global UV-B del programa VAG**

<i>Característica</i>	<i>Requisitos</i>
Error cosenoidal <sup>a</sup>	a) < ±10% para ángulos de incidencia < 60° b) < ±10% para radiancia isotrópica integrada
Intervalo espectral mínimo	290- 325 nm <sup>b</sup>
Anchura de banda (FWHM)	< 1 nm
Precisión de longitud de onda	< ±0,05 nm
Exactitud de longitud de onda	< ±0,1 nm
Función de rendija	< 10 <sup>-3</sup> de máxima a 2,5 de FWHM del centro
Intervalo de longitud de onda de muestreo	< FWHM
Irradiancia máxima	> 1 W m <sup>-2</sup> nm <sup>-1</sup> a 325 nm y, si procede, 2 W m <sup>-2</sup> nm <sup>-1</sup> a 400 nm (máximo a mediodía)
Umbral de detección	< 5 · 10 <sup>-5</sup> W m <sup>-2</sup> nm <sup>-1</sup> (para relación señal-ruido = 1 a 1 nm de FWHM)
Luz difusa	< 5 · 10 <sup>-4</sup> W m <sup>-2</sup> nm <sup>-1</sup> cuando el instrumento está expuesto al sol al ángulo cenital solar mínimo
Temperatura del instrumento	Vigilada y lo bastante estable como para mantener la estabilidad general del instrumento
Duración del barrido	< 10 min por espectro, por ejemplo, para facilitar la comparación con modelos
Incertidumbre general de calibración <sup>c</sup>	< ±10% (a menos que esté limitada por el umbral de detección)
Fecha y hora del barrido	Se registra con cada espectro para indicar la hora con una diferencia menor a 10 s en cada longitud de onda
Mediciones auxiliares necesarias	Irradiancia espectral normal directa o irradiancia espectral difusa Columna de ozono total, p. ej., derivada de mediciones de la irradiancia espectral normal directa Irradiancia con ponderación eritémica, medida con un radiómetro de banda ancha Presión atmosférica Nubosidad Iluminancia, medida con luxómetro Irradiancia directa a incidencia normal medida con pirheliómetro Visibilidad
Frecuencia de los datos	Al menos un barrido por hora, además de un barrido al mediodía solar local

Notas:

- a Sería deseable un error cosenoidal menor, pero no es realista para la mayoría de los instrumentos actualmente en uso.
- b La incertidumbre general de calibración se expresa con un nivel de confianza del 95% e incluye todas las incertidumbres asociadas con la calibración de la irradiancia (por ejemplo, la incertidumbre de las lámparas patrón, la incertidumbre de transferencia, los errores de alineación durante la calibración, y la deriva del instrumento entre calibraciones). Pueden consultarse más detalles en Bernhard y Seckmeyer (1999), Cordero y otros (2008), y Cordero y otros (2013).
- c Es deseable una ampliación a longitudes de onda mayores para el establecimiento de una climatología UV respecto a las aplicaciones biológicas (véase OMM, 2001 y 2010b).



**Figura 7.4. Curvas eritémicas**

Fuente: Parrish y otros (1982) y McKinlay y Diffey (1987)

Más recientemente, se han desarrollado instrumentos que miden la irradiancia UV con ponderación eritémica utilizando un filtro de interferencia hecho de una delgada lámina de metal y unos fotodiodos de silicio fabricados especialmente con este fin. Con estos instrumentos se resuelven numerosos problemas asociados a la utilización de la sustancia luminiscente, pero solo con niveles muy bajos de respuesta del fotodiodo y de estabilidad del filtro.

Otros instrumentos de banda ancha hacen uso de una u otra técnica de medición para obtener los espectros completos mediante una combinación de filtros de vidrio o de filtros de interferencia. En los instrumentos utilizados para medir la combinación de la radiación UV-A y UV-B, la parte más estrecha del filtro de paso de banda es de tan solo 20 nm de anchura a media altura del máximo (FWHM) y la más ancha es de 80 nm de FWHM. Algunos fabricantes de estos instrumentos proporcionan algoritmos simples para aproximar la dosis eritémica a partir de las mediciones no ponderadas.

El mantenimiento básico de estos instrumentos consiste en asegurarse de que: la cúpula esté limpia, el instrumento esté nivelado, el desecante (si va incluido) esté activo, y el sistema de calefacción/refrigeración, si lo hubiere, funcione correctamente. El control de calidad y la garantía de calidad, así como el mantenimiento detallado, deberían ser realizados por personal experimentado.

#### 7.6.1.2 **Sensores de banda estrecha**

La definición de banda estrecha para esta clasificación de instrumentos no es exacta. La mayor anchura de banda para los instrumentos de esta categoría es de 10 nm de FWHM mientras que la más estrecha para los instrumentos comercializados es en la actualidad del orden de 2 nm de FWHM (OMM, 2010a).

Estos sensores utilizan uno o más filtros de interferencia para obtener información sobre una región del espectro ultravioleta. Los instrumentos más sencillos constan de un solo filtro, por lo general a una longitud de onda que puede medirse mediante un fotodiodo UV mejorado y de buena calidad, aunque es deseable contar con más de un filtro. Las especificaciones necesarias para este tipo de instrumentos (OMM, 2010a) figuran en el cuadro 7.10. Estos instrumentos utilizan, en general, longitudes de onda cercanas a los 305 nm. El rechazo fuera de banda de dichos filtros debería ser igual o superior a  $10^{-6}$  en toda la región sensible del detector. Los

instrumentos de este tipo, de mayor calidad, utilizan un dispositivo Peltier de enfriamiento para mantener la temperatura constante en el entorno de 20 °C, o bien calentadores que eleven las temperaturas del filtro y el diodo del instrumento por encima de la temperatura ambiente normal, por lo general a 40 °C. Sin embargo, esta última alternativa reduce considerablemente la vida útil de los filtros de interferencia. Una variante de este tipo de instrumento emplea un tubo fotomultiplicador en lugar de un fotodiodo, permitiendo así medir con exactitud la energía de las longitudes de onda más cortas y las intensidades más bajas para todas las longitudes de onda medidas.

Los fabricantes de instrumentos que utilizan más de un solo filtro suelen proporcionar algún medio para reconstruir el espectro completo de la radiación ultravioleta y determinar dosis eficaces desde la perspectiva biológica para una variedad de espectros de acción, el valor total de la columna de ozono y la atenuación por las nubes, mediante relaciones modelizadas desarrolladas en torno a las longitudes de onda medidas (OMM, 2010a). Los instrumentos que sirven para una sola longitud de onda se emplean también para completar la resolución temporal y espacial de redes de espectrómetros más complejos, o para controlar con exactitud a largo plazo las bandas determinadas, a fin de detectar las tendencias de la radiación en el medio ambiente.

Los instrumentos deben construirse de modo que la radiación atraviese el filtro con una incidencia prácticamente normal, de modo que se evite el desplazamiento de longitud de onda hacia longitudes de onda más cortas. Así, por ejemplo, una desviación de 10° respecto de la incidencia normal puede inducir un desplazamiento de la longitud de onda de 1,5 nm, en función del índice de refracción del filtro. El efecto de la temperatura puede ser también importante, ya que modifica en 0,012 nm K<sup>-1</sup> aproximadamente la longitud de onda central en filtros muy estrechos (< 1 nm).

El mantenimiento de los instrumentos de un solo filtro es similar al de los instrumentos de banda ancha. Para los instrumentos que tienen varios filtros en un sistema de rueda móvil, el mantenimiento obligará a verificar la alineación de la rueda. Se recomienda también probar periódicamente el suministro eléctrico de alta tensión para los instrumentos equipados con un fotomultiplicador y controlar la calidad de los filtros.

### 7.6.1.3 ***Espectrorradiómetros***

Los instrumentos más sofisticados del mercado son los que utilizan rejillas cuadrículadas u holográficas para dispersar la energía incidente en un espectro. La baja energía de la radiación UV en comparación con la del espectro visible requiere un fuerte rechazo fuera de banda, y esto se consigue utilizando un monocromador doble o filtros de obstrucción, que solo transmiten la radiación UV, junto con un monocromador simple. Generalmente se utiliza un tubo fotomultiplicador para medir la señal de salida del monocromador (OMM, 2001). Algunos instrumentos más económicos utilizan un fotodiodo o series de detectores acoplados por carga (OMM, 2010b), que permiten medir simultáneamente toda una región espectral de interés, pero no pueden medir la energía en las longitudes de onda más cortas del espectro UV-B y, en general, presentan más problemas asociados con la luz difusa.

Para comprobar el funcionamiento de los instrumentos se dispone actualmente de varios sistemas de autocontrol. Las pruebas electrónicas incluyen la verificación del funcionamiento del fotomultiplicador y del sistema de conversión de analógico a digital. Para comprobar si sus elementos ópticos funcionan adecuadamente es preciso probar el instrumento empleando lámparas internas de mercurio y lámparas halógenas de cuarzo normalizadas. Aunque estos procedimientos no proporcionan unos datos de calibración absolutos, el operador puede obtener información sobre la estabilidad del instrumento, tanto con respecto a la alineación espectral como a la intensidad.

Los instrumentos disponibles en el mercado permiten medir desde longitudes de onda de unos 290 nm hasta la media visible, en función del tipo de construcción y de configuración. La anchura de banda de las mediciones suele estar comprendida entre 0,5 y 2,0 nm. El tiempo necesario para completar un barrido completo de la rejilla dependerá tanto de la resolución

de la longitud de onda como del espectro total que ha de medirse. Los tiempos de barrido espectral en la región UV y parte de la región visible (de 290 a 450 nm) con pequeños pasos de longitud de onda van desde los menos de 1 minuto por barrido en el caso de los rápidos espectrorradiómetros modernos hasta los 10 minutos aproximadamente con ciertos tipos de espectrorradiómetros convencionales de alta calidad.

Para llevar a cabo la medición rutinaria de la radiación UV se recomienda que el instrumento esté protegido de los efectos del medio ambiente o que haya sido fabricado de manera que la energía que incide sobre un receptor se transmita a un espectrómetro situado en un recinto climatizado. En ambos casos, será necesario desarrollar nuevas ópticas para que la respuesta uniforme sea inferior para las elevaciones solares bajas.

Para mantener los espectrorradiómetros de medición de la radiación UV-B se necesitan operadores *in situ* bien preparados capaces de ocuparse de los instrumentos. La complejidad de este instrumento exige que se sigan cuidadosamente las instrucciones de mantenimiento del fabricante.

### 7.6.2 Calibración

La calibración de todos los sensores de la banda UV-B es muy importante y, al mismo tiempo, muy difícil. Se encontrarán directrices sobre la calibración de los espectrorradiómetros UV y los radiómetros de filtro UV en OMM (1996, 1999a, 1999b, 2001, 2008, 2010a y 2010b) y en las publicaciones científicas sobre el particular. Los espectrorradiómetros se deben calibrar con lámparas patrón, que deben ser calibradas con instrumentos de los laboratorios nacionales de referencia. Muchos países no disponen de laboratorios capaces de calibrar lámparas en la región ultravioleta, de modo que estas se calibran tomando como referencia instrumentos del Instituto Nacional de Normas y Tecnología (NIST) de Estados Unidos de América o del Instituto Federal de Física y Tecnología (PTB) de Alemania.

**Cuadro 7.10. Requisitos para medir la irradiancia UV-B global de banda estrecha**

<i>Característica</i>	<i>Requisitos</i>
Luz difusa incluida la sensibilidad a radiación visible e infrarroja	Contribución < 1% a la señal de longitudes de onda fuera de 2,5 de FWHM para un ángulo cenital solar menor de 70°
Estabilidad en escalas temporales de hasta un año	Cambio de señal: En uso: mejor que 5% Deseada: 2%
Número mínimo de canales	Al menos un canal con longitud de onda central < 310 nm y al menos uno con longitud de onda central > 330 nm
Irradiancia máxima	La señal de los instrumentos no debe saturarse a los niveles de radiación de la superficie de la Tierra
Umbral de detección	Relación señal-ruido = 3 para irradiancia a un ángulo cenital solar de 80° y una columna de ozono total de 300 unidades Dobson
Temperatura del instrumento	Vigilada y lo bastante estable como para mantener la estabilidad general del instrumento
Tiempo de respuesta	< 1 s
Tiempo de multiplexación	< 1 s
Exactitud temporal	Mejor que ±10 s
Frecuencia de muestreo	≤ 1 min
Nivelación	< 0,2°
Incertidumbre de calibración	< 10% (a menos que esté limitada por el umbral de detección)

Se estima que, en las mediciones puntuales a 300 nm y en las condiciones más rigurosas, actualmente solo es posible conseguir una incertidumbre del 5%. La incertidumbre de medición de los totales diarios es aproximadamente la misma, en el mejor de los casos. Las variaciones rápidas de la nubosidad y/o de las profundidades ópticas de las nubes en el lugar de medición hacen necesarios barridos espectrales rápidos y pequeños saltos en el tiempo de muestreo entre barridos espectrales consecutivos, con el fin de obtener unos totales diarios representativos de la irradiancia espectral UV. Las mediciones de la irradiancia eritémica podrían presentar incertidumbres comprendidas entre el 5% y el 20%, dependiendo de varios factores, como la calidad de los procedimientos o del equipo. En los párrafos siguientes se examinan las fuentes de error, que abarcan:

- a) las incertidumbres asociadas a las lámparas patrón;
- b) la estabilidad de los instrumentos, incluida la del filtro espectral y, en los instrumentos más antiguos, de los coeficientes de temperatura;
- c) los efectos del error cosenoidal;
- d) el hecho de que la calibración de un instrumento varía con la longitud de onda y de que:
  - i) el espectro de una lámpara patrón no es igual al espectro que se mide;
  - ii) el espectro de la irradiancia UV-B que se mide varía considerablemente con el ángulo cenital solar.

La utilización de lámparas patrón como fuentes de calibración arroja grandes incertidumbres en las longitudes de onda más cortas, incluso aunque la transferencia de la calibración sea perfecta. Así, por ejemplo, a 350 nm la incertidumbre asociada a la irradiancia normalizada es del orden del 1,3%; para transferirla a una lámpara patrón se añadirá otro 0,7% de incertidumbre adicional. Las incertidumbres de la calibración disminuyen a medida que aumenta la longitud de onda. Debe tenerse también en cuenta la instalación y el manejo de las lámparas patrón, pues incluso variaciones tan pequeñas como un 1% de la corriente, por ejemplo, pueden generar errores del flujo UV de hasta un 10% o más en las longitudes de onda más cortas. Las mediciones incorrectas de la distancia entre la lámpara y el instrumento que se desea calibrar pueden dar lugar también a errores del orden del 1%, ya que la ley de la inversa del cuadrado se aplica a la calibración. En Webb y otros (1994) se analizan varios aspectos de la incertidumbre vinculada al uso de lámparas patrón en la calibración de espectrorradiómetros utilizados para medir la región ultravioleta o la región visible.

Los problemas relacionados con los instrumentos de banda ancha se deben a la compleja serie de filtros utilizada para medir la radiación que entra en la señal eritémica, y a la circunstancia de que la naturaleza espectral de la atmósfera varía con la masa de aire y con la cantidad de ozono. Incluso cuando la calibración del instrumento es perfecta, gracias a la utilización de lámparas calibradas como fuente, la diferencia entre el espectro solar medido y el espectro de la lámpara influye en la incertidumbre de las mediciones finales. El empleo de lámparas de deuterio de alta señal de salida y de un monocromador doble, así como una cuidadosa selección de los filtros, facilitará la calibración de estos instrumentos, pero son muy pocos los laboratorios que pueden hacerlo. Los distintos métodos de calibración de los instrumentos de banda ancha se describen en OMM (2008).

Los detectores de trampa (o de interrupción) se podrían utilizar de manera efectiva para sensores de banda estrecha, pero hasta el momento solo se han empleado en proyectos de investigación. Al recalibrar estos instrumentos, ya tengan uno o varios filtros, debe procurarse que las características espectrales de los filtros no hayan cambiado con el tiempo. Los distintos métodos de calibración de los sensores de banda estrecha, junto con sus ventajas e inconvenientes, se describen en OMM (2010a).

Los espectrorradiómetros deberían calibrarse en la misma posición en que se efectuarán las mediciones, ya que muchos se ven afectados negativamente por los cambios de orientación. Al calibrar un espectrorradiómetro se debería comprobar también la exactitud del posicionamiento

de la longitud de onda del monocromador, verificar cualquier cambio que pueda producirse en la alineación del elemento óptico interno y su limpieza y efectuar una prueba general de los elementos electrónicos. Es necesario calibrar el rechazo fuera de banda, posiblemente mediante el barrido de un rayo láser de helio cadmio ( $\lambda = 325 \text{ nm}$ ) solamente una vez, ya que no es habitual que cambie con el tiempo.

La mayoría de los fabricantes de instrumentos con filtro aconsejan realizar una calibración al año como mínimo. Los espectrorradiómetros deberían calibrarse como mínimo dos veces al año y con mayor frecuencia si no disponen de sistemas de autocontrol para las señales de salida del fotomultiplicador o de la selección de la longitud de onda. En todo caso, las calibraciones absolutas de los instrumentos deberían efectuarlas técnicos cualificados en sus emplazamientos con arreglo a un calendario predeterminado. Las fuentes utilizadas para la calibración deberán garantizar que esta tendrá como referencia los patrones de radiación absolutos que se conservan en los institutos meteorológicos nacionales. Si los resultados de las rutinas de garantía de la calidad aplicadas en los emplazamientos mostraran una variación apreciable del rendimiento de un instrumento o modificaciones de su nivel de calibración con el paso del tiempo, podría necesitarse una calibración adicional entre dos calibraciones programadas. Todas las calibraciones deberían basarse en la experiencia y en la documentación de que se disponga en el emplazamiento, así como en directrices y procedimientos como los publicados en OMM (1996, 1999*a*, 1999*b*, 2001, 2008, 2010*a* y 2010*b*). Además de las calibraciones absolutas de los instrumentos, las intercomparaciones entre las fuentes utilizadas para la calibración (por ejemplo, lámparas de calibración) y los instrumentos de medición son útiles para detectar y eliminar las incoherencias o las diferencias sistemáticas entre los instrumentos de la estación en diferentes emplazamientos.

---

## ANEXO 7.A. NOMENCLATURA DE LAS MAGNITUDES RADIOMÉTRICAS Y FOTOMÉTRICAS

### 1) Magnitudes radiométricas

Nombre	Símbolo	Unidad	Relación	Comentarios
Energía radiante	$Q, (W)$	$J = W \cdot s$	-	-
Flujo radiante	$\Phi, (P)$	W	$\Phi = \frac{dQ}{dt}$	Potencia
Densidad del flujo radiante	$(M), (E)$	$W \cdot m^{-2}$	$\frac{d\Phi}{dA} = \frac{d^2Q}{dA \cdot dt}$	Flujo radiante de cualquier origen que atraviesa un elemento de superficie
Exitancia radiante	$M$	$W \cdot m^{-2}$	$M = \frac{d\Phi}{dA}$	Flujo radiante de cualquier origen que emerge de un elemento de superficie
Irradiancia	$E$	$W \cdot m^{-2}$	$E = \frac{d\Phi}{dA}$	Flujo radiante de cualquier origen que incide sobre un elemento de superficie
Radiancia	$L$	$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$	$L = \frac{d^2\Phi}{d\Omega \cdot dA \cdot \cos\theta}$	La radiancia es una magnitud conservativa en un sistema óptico
Exposición radiante	$H$	$J \cdot m^{-2}$	$H = \frac{dQ}{dA} = \int_{t_1}^{t_2} E dt$	Puede utilizarse para sumas diarias de radiación global, etc.
Intensidad radiante	$I$	$W \cdot sr^{-1}$	$I = \frac{d\Phi}{d\Omega}$	Puede utilizarse solo para radiación saliente de "fuentes puntuales"

### 2) Magnitudes fotométricas

Nombre	Símbolo	Unidad
Cantidad de luz	$Q_v$	$lm \cdot s$
Flujo luminoso	$\Phi_v$	lm
Exitancia luminosa	$M_v$	$lm \cdot m^{-2}$
Iluminancia	$E_v$	$lm \cdot m^{-2} = lx$
Exposición luminosa	$H_v$	$lm \cdot m^{-2} \cdot s = lx \cdot s$
Intensidad luminosa	$I_v$	$lm \cdot sr^{-1} = cd$
Luminancia	$L_v$	$lm \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} = cdm^{-2}$
Densidad del flujo luminoso	$(M_v; E_v)$	$lm \cdot m^{-2}$

## 3) Características ópticas

Característica	Símbolo	Definición	Comentarios
Emisividad	$\varepsilon$	$\varepsilon = \frac{M_\varepsilon}{M_{\varepsilon=1}}$	$\varepsilon = 1$ para un cuerpo negro
Absortancia	$\alpha$	$\alpha = \frac{\Phi_a}{\Phi_i}$	$\Phi_a$ y $\Phi_i$ son los flujos radiantes absorbido e incidente, respectivamente
Reflectancia	$\rho$	$\rho = \frac{\Phi_r}{\Phi_i}$	$\Phi_r$ es el flujo radiante reflejado
Transmitancia	$\tau$	$\tau = \frac{\Phi_t}{\Phi_i}$	$\Phi_t$ es el flujo radiante transmitido a través de una capa o una superficie
Profundidad óptica	$\delta$	$\tau = e^{-\delta}$	En la atmósfera, $\delta$ se define en la vertical. El espesor óptico oblicuo es igual a $\delta / \cos \theta$ , donde $\theta$ es el ángulo cenital aparente



## ANEXO 7.B. MAGNITUDES METEOROLÓGICAS, SÍMBOLOS Y DEFINICIONES DE RADIACIÓN

Magnitud	Símbolo	Relación	Definiciones y comentarios	Unidades
Radiación descendente	$\Phi_{\downarrow}^a$	$\Phi_{\downarrow} = \Phi_g_{\downarrow} + \Phi_r_{\downarrow}$	Flujo radiante descendente	W
	$Q_{\downarrow}$	$Q_{\downarrow} = Q_g_{\downarrow} + Q_r_{\downarrow}$	" Energía radiante descendente	J (W s)
	$M_{\downarrow}$	$M_{\downarrow} = M_g_{\downarrow} + M_r_{\downarrow}$	" Exitancia radiante descendente <sup>b</sup>	W m <sup>-2</sup>
	$E_{\downarrow}$	$E_{\downarrow} = E_g_{\downarrow} + E_r_{\downarrow}$	" Irradiancia descendente	W m <sup>-2</sup>
	$L_{\downarrow}$	$L_{\downarrow} = L_g_{\downarrow} + L_r_{\downarrow}$	" Radiancia descendente	W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup>
	$H_{\downarrow}$	$H_{\downarrow} = H_g_{\downarrow} + H_r_{\downarrow}$ (g = global) (l = long wave)	" Exposición radiante descendente para un intervalo de tiempo determinado	J m <sup>-2</sup> por intervalo de tiempo
Radiación ascendente	$\Phi_{\uparrow}^a$	$\Phi_{\uparrow} = \Phi_r_{\uparrow} + \Phi_l_{\uparrow}$	Flujo radiante ascendente	W
	$Q_{\uparrow}$	$Q_{\uparrow} = Q_r_{\uparrow} + Q_l_{\uparrow}$	" Energía radiante ascendente	J (W s)
	$M_{\uparrow}$	$M_{\uparrow} = M_r_{\uparrow} + M_l_{\uparrow}$	" Exitancia radiante ascendente	W m <sup>-2</sup>
	$E_{\uparrow}$	$E_{\uparrow} = E_r_{\uparrow} + E_l_{\uparrow}$	" Irradiancia ascendente	W m <sup>-2</sup>
	$L_{\uparrow}$	$L_{\uparrow} = L_r_{\uparrow} + L_l_{\uparrow}$	" Radiancia ascendente	W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup>
	$H_{\uparrow}$	$H_{\uparrow} = H_r_{\uparrow} + H_l_{\uparrow}$	" Energía radiante ascendente por unidad de área para un intervalo de tiempo determinado	J m <sup>-2</sup> por intervalo de tiempo
Radiación global	$E_g_{\downarrow}$	$E_g_{\downarrow} = E \cos \theta_{\odot} + E_d_{\downarrow}$	Irradiancia hemisférica sobre una superficie horizontal ( $\theta_{\odot}$ = ángulo cenital solar aparente) <sup>c</sup>	W m <sup>-2</sup>
Radiación celeste: radiación solar difusa descendente	$\Phi_d_{\downarrow}$		Subíndice <i>d</i> = difusa	Iguales a las de radiación descendente
	$Q_d_{\downarrow}$			
	$M_d_{\downarrow}$			
	$E_d_{\downarrow}$			
	$L_d_{\downarrow}$			
	$H_d_{\downarrow}$			

Magnitud	Símbolo	Relación	Definiciones y comentarios	Unidades
Radiación de onda larga ascendente/ descendente	$\Phi_l\uparrow, \Phi_l\downarrow$ $Q_l\uparrow, Q_l\downarrow$ $M_l\uparrow, M_l\downarrow$ $E_l\uparrow, E_l\downarrow$ $H_l\uparrow, H_l\downarrow$		Subíndice $l$ = onda larga. Si solo se considera la radiación atmosférica, puede añadirse el subíndice $a$ ; por ejemplo, $\Phi_{l,a}\uparrow\sigma\sigma$	Igual a las de radiación descendente
Radiación solar reflejada	$\Phi_r\uparrow$ $Q_r\uparrow$ $M_r\uparrow$ $E_r\uparrow$ $L_r\uparrow$ $H_r\uparrow$		Subíndice $r$ = reflejada (pueden utilizarse los subíndices $s$ (especular) y $d$ (difusa) si se distingue entre ambos componentes)	Igual a las de radiación descendente
Radiación neta	$\Phi^*$ $Q^*$ $M^*$ $E^*$ $L^*$ $H^*$	$\Phi^* = \Phi\downarrow - \Phi\uparrow$ $Q^* = Q\downarrow - Q\uparrow$ $M^* = M\downarrow - M\uparrow$ $E^* = E\downarrow - E\uparrow$ $L^* = L\downarrow - L\uparrow$ $H^* = H\downarrow - H\uparrow$	Los subíndices $g$ o $l$ han de añadirse a cada uno de los símbolos cuando solo se consideren magnitudes de radiación neta de onda corta o de onda larga	Igual a las de radiación descendente
Radiación solar directa	$E$	$E = E_0\tau$ $\tau = e^{-\delta/\cos\theta_\odot}$	$\tau$ = transmitancia atmosférica $\delta$ = profundidad óptica (vertical)	$W\ m^{-2}$
Constante solar	$E_0$		Irradiancia solar, normalizada a la distancia media Sol-Tierra	$W\ m^{-2}$

## Notas:

- Pueden utilizarse los símbolos  $-$  o  $+$  en lugar de  $\downarrow$  o  $\uparrow$  (por ejemplo  $\Phi^* = \Phi\uparrow$ ).
- La exitancia es el flujo radiante que emerge de la unidad de superficie; la irradiancia es el flujo radiante recibido por unidad de superficie. Para la densidad de flujo en general puede utilizarse el símbolo  $M$  o  $E$ . Aunque no se recomienda específicamente, puede introducirse también el símbolo  $F$ , definido como  $\Phi$ /superficie.
- En el caso de superficies inclinadas,  $\theta_\odot$  es el ángulo comprendido entre la normal a la superficie y la dirección hacia el Sol.

## **ANEXO 7.C. REQUISITOS QUE DEBEN REUNIR LOS CENTROS RADIOMÉTRICOS MUNDIALES, REGIONALES Y NACIONALES**

### **Centros radiométricos mundiales**

Los Centros radiométricos mundiales fueron designados por el Comité Ejecutivo en su 30ª reunión (Resolución 11 (EC-XXX)), celebrada en 1978, para servir de centros de calibración internacional de radiómetros meteorológicos utilizados como patrón en las estaciones de la red mundial y para mantener los instrumentos patrón necesarios para ese fin.

Cada Centro radiométrico mundial deberá cumplir los siguientes requisitos:

- a) Poseerá y mantendrá un grupo de al menos tres pirheliómetros absolutos estables, con una incertidumbre trazable al 95% de menos de  $1 \text{ W m}^{-2}$  de la Referencia Radiométrica Mundial (RRM) y, en condiciones estables de cielo despejado y soleado con irradiancias directas superiores a  $700 \text{ W m}^{-2}$ , es previsible que el 95% de las mediciones individuales de irradiancia solar directa esté dentro de un margen de  $4 \text{ W m}^{-2}$  de la irradiancia. El Centro radiométrico mundial de Davos será el encargado de mantener el Grupo de Normalización Mundial (GNM) utilizado para establecer la RRM.
- b) Impartirá formación para especialistas en radiación.
- c) El personal del centro debería velar por la continuidad de las operaciones y contar con científicos competentes con amplia experiencia en radiometría.
- d) Adoptará todas las medidas necesarias para asegurar en todo momento la calidad más alta posible de sus instrumentos patrón y de sus equipos de prueba.
- e) Ejercerá como centro de transferencia de la RRM a los centros regionales.
- f) Contará con los equipos de laboratorio y las instalaciones externas necesarios para poder comparar simultáneamente gran número de instrumentos y para efectuar la reducción de los datos.
- g) Seguirá muy de cerca o emprenderá iniciativas que conduzcan a mejorar los instrumentos patrón y/o los métodos utilizados en radiometría meteorológica;
- h) Será evaluado por un organismo internacional o por expertos de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO) al menos cada cinco años, para verificar la trazabilidad de las mediciones de radiación solar directa.

O bien:

- a) Creará y mantendrá un archivo de datos de radiación solar de todos los Estados Miembros de la OMM.
- b) El personal del centro debería velar por la continuidad de las operaciones y contar con científicos competentes con amplia experiencia en radiometría.
- c) Adoptará todas las medidas necesarias para asegurar en todo momento la calidad más alta posible de su base de datos así como del acceso a la misma.
- d) Será evaluado por un organismo internacional o por expertos de la CIMO al menos cada cinco años.

### Centros radiométricos regionales

Un Centro radiométrico regional es un centro designado por una asociación regional para servir de centro de comparaciones intrarregionales de instrumentos radiométricos en la Región y para mantener los instrumentos patrón necesarios para ese fin.

Un Centro radiométrico regional cumplirá las condiciones siguientes antes de ser designado como tal y continuará cumpliéndolas una vez que haya sido designado:

- a) Poseerá y mantendrá un grupo normalizado de al menos tres pirheliómetros estables, con una incertidumbre trazable al 95% de menos de  $1 \text{ W m}^{-2}$  del GNM y, en condiciones estables de cielo despejado y soleado con irradiancias directas superiores a  $700 \text{ W m}^{-2}$ , es previsible que el 95% de las mediciones individuales de irradiancia solar directa esté dentro de un margen de  $6 \text{ W m}^{-2}$  de la irradiancia.
- b) Uno de los radiómetros deberá ser comparado mediante una comparación aprobada por la CIMO de la OMM o calibrado, al menos cada cinco años, tomando como referencia el GNM.
- c) Los radiómetros patrón se compararán entre sí al menos una vez al año para comprobar la estabilidad de cada uno de los instrumentos. Si la proporción media, basada en un mínimo de 100 mediciones y con una incertidumbre inferior al 0,1% al 95%, hubiera cambiado más de un 0,2%, y si no fuera posible identificar el instrumento defectuoso, se efectuará una recalibración en uno de los Centros radiométricos mundiales antes de que se vuelva a utilizar el patrón en cuestión.
- d) Dispondrá de las instalaciones y el equipo de laboratorio necesarios para comprobar y mantener la exactitud del equipo de medición auxiliar o tener acceso a los mismos.
- e) Proporcionará las instalaciones externas necesarias para poder comparar simultáneamente los radiómetros patrón nacionales de la Región.
- f) El personal del centro debería velar por la continuidad de las operaciones y contar con un científico competente, con amplia experiencia en radiometría.
- g) Será evaluado por un organismo nacional o internacional, o por expertos de la CIMO, al menos cada cinco años, para verificar la trazabilidad de las mediciones de radiación solar directa.

### Centros radiométricos nacionales

Un Centro radiométrico nacional es un centro designado a nivel nacional para servir de centro de calibración, normalización y comprobación de los instrumentos utilizados en la red nacional de estaciones radiométricas, y para mantener el instrumento patrón nacional necesario para ese fin.

Un Centro radiométrico nacional deberá satisfacer los requisitos siguientes:

- a) Poseerá y mantendrá al menos dos pirheliómetros como referencia nacional para la calibración de instrumentos de radiación de la red nacional de estaciones radiométricas, con una incertidumbre trazable al 95% de menos de  $4 \text{ W m}^{-2}$  de la representación regional de la RRM y, en condiciones estables de cielo despejado y soleado con irradiancias directas superiores a  $700 \text{ W m}^{-2}$ , es previsible que el 95% de las mediciones individuales de irradiancia solar directa esté dentro de un margen de  $20 \text{ W m}^{-2}$  de la irradiancia.
- b) Uno de los radiómetros patrón nacionales deberá ser comparado con un patrón regional, al menos cada cinco años.
- c) Los radiómetros patrón nacionales se compararán entre sí al menos una vez al año para comprobar la estabilidad de cada uno de los instrumentos; si la proporción media, basada

en un mínimo de 100 mediciones y con una incertidumbre inferior al 0,2% al 95%, hubiera cambiado más de un 0,6%, y si no fuera posible identificar el instrumento defectuoso, se efectuará una recalibración en uno de los Centros radiométricos regionales antes de que se vuelva a utilizar el patrón en cuestión.

- d) Dispondrá de las instalaciones y los equipos necesarios para comprobar el funcionamiento de los instrumentos utilizados en la red nacional o tener acceso a los mismos.
- e) El personal del centro debería velar por la continuidad de las operaciones, y contar con un científico competente, con experiencia en radiometría.

Los Centros radiométricos nacionales se encargarán de preparar y mantener al día toda la información técnica necesaria para el funcionamiento y el mantenimiento de la red nacional de estaciones radiométricas.

Deberían adoptarse disposiciones para la recopilación y el análisis periódico de los resultados de todas las mediciones de la radiación efectuadas en la red nacional de estaciones radiométricas, con el fin de asegurar su exactitud y fiabilidad. Si esa labor la realiza algún otro organismo, el Centro radiométrico nacional deberá mantener un estrecho contacto con él.

### Lista de Centros radiométricos mundiales y regionales

#### *Centros radiométricos regionales*

Davos	(Suiza)
San Petersburgo (véase la nota)	(Federación de Rusia)

#### *Regional Radiation Centres*

##### *Región I (África):*

El Cairo	(Egipto)
Jartum	(Sudan)
Kinshasa	(República Democrática del Congo)
Lagos	(Nigeria)
Tamanrasset	(Argelia)
Túnez	(Túnez)

##### *Región II (Asia):*

Pune	(India)
Tokyo	(Japón)

##### *Región III (América del Sur):*

Buenos Aires	(Argentina)
Santiago	(Chile)
Huayao	(Perú)

##### *Región IV (América del Norte, América Central y el Caribe):*

Toronto	(Canadá)
Boulder	(Estados Unidos de América)
Ciudad de México/Colima	(México)

##### *Región V (Suroeste del Pacífico):*

Melbourne	(Australia)
-----------	-------------

*Región VI (Europa):*

Budapest	(Hungría)
Davos	(Suiza)
San Petersburgo	(Federación de Rusia)
Norrköping	(Suecia)
Toulouse/Carpentras	(Francia)
Uccle	(Bélgica)
Lindenberg	(Alemania)

Nota: Funciona principalmente como Centro mundial de datos de radiación con arreglo al Plan estratégico de la Vigilancia de la Atmósfera Global.

---

## ANEXO 7.D. FÓRMULAS ÚTILES

### Consideraciones generales

Todos los datos astronómicos pueden calcularse con ayuda de las tablas que figuran en los almanaques náuticos o de las tablas de efemérides. No obstante, a continuación se ofrecen algunas fórmulas aproximadas para uso práctico. En Michalsky (1988a y 1988b), tras haberse comparado varios grupos de fórmulas aproximadas, se concluye que las mejores son las ecuaciones señaladas como aproximaciones convenientes en el *Astronomical Almanac* (Almanaque Astronómico) (Observatorio Naval de Estados Unidos de América, 1993), que se reproducen a continuación para mayor comodidad.

### Posición del Sol

Para determinar la ubicación real del Sol se necesitan los valores siguientes:

- el año;
- el día del año (por ejemplo, el 1 de febrero es el día 32);
- la hora fraccionada, expresada en tiempo universal (UT) (por ejemplo, horas + minutos/60 + número de horas respecto del meridiano de Greenwich);
- la latitud en grados (positiva en sentido norte);
- la longitud en grados (positiva en sentido este).

Para determinar la fecha juliana (JD), el *Astronomical Almanac* determina la JD presente a partir de un valor inicial fijado el mediodía del 1 de enero de 2000 UT. Su valor es 2 451 545,0. La JD que se ha de determinar puede obtenerse de:

$$JD = 2\,432\,917,5 + \text{delta} \cdot 365 + \text{ajuste} + \text{días} + \text{horas}/24$$

donde:

$$\text{delta} = \text{año} - 1949$$

$$\text{ajuste} = \text{parte entera de } (\text{delta}/4)$$

La constante 2 432 917,5 es la JD para las 0000 (medianoche) del 1 de enero de 1949, y se utiliza simplemente por razones prácticas.

Utilizando la fecha anterior pueden calcularse las coordenadas eclípticas mediante los pasos siguientes ( $L$ ,  $g$  y  $l$  se expresan en grados):

- $n = JD - 2\,451\,545$ ;
- $L$  (longitud media) =  $280,460 + 0,985\,647\,4 \cdot n$  ( $0 \leq L < 360^\circ$ );
- $g$  (anomalía media) =  $357,528 + 0,985\,600\,3 \cdot n$  ( $0 \leq g < 360^\circ$ );
- $l$  (longitud eclíptica) =  $L + 1,915 \cdot \sin(g) + 0,020 \cdot \sin(2g)$  ( $0 \leq l < 360^\circ$ );
- $ep$  (oblicuidad de la eclíptica) =  $23,439 - 0,000\,000\,4 \cdot n$  (grados).

Conviene señalar que, según las instrucciones, deberían añadirse o restarse todos los múltiplos de  $360^\circ$  hasta que el valor final esté comprendido en el intervalo especificado.

A partir de las ecuaciones anteriores es posible calcular las coordenadas celestes, es decir, la ascensión recta ( $ra$ ) y la declinación ( $dec$ ), mediante las expresiones siguientes:

$$\begin{aligned}\tan(ra) &= \cos(ep) \cdot \sin(l) / \cos(l) \\ \sin(dec) &= \sin(ep) \cdot \sin(l)\end{aligned}$$

Para convertir las coordenadas celestes en coordenadas locales, es decir, para pasar de la ascensión recta y la declinación al acimut ( $A$ ) y la altitud ( $a$ ), conviene utilizar el ángulo horario local ( $h$ ). Este se calcula determinando, en primer lugar, el tiempo sideral medio en Greenwich (GMST, en horas) y el tiempo sideral medio local (LMST, en horas):

$$\text{GMST} = 6,697\,375 + 0,065\,709\,824\,2 \cdot n + \text{hora (UT)}$$

donde:  $0 \leq \text{GMST} < 24 \text{ h}$

$$\text{LMST} = \text{GMST} + (\text{longitud este}) / (15^\circ \text{ h}^{-1})$$

A partir del LMST se calcula el ángulo horario ( $ha$ ) mediante la expresión siguiente ( $ha$  y  $ra$  se expresan en grados):

$$ha = 15 \cdot \text{LMST} - ra \quad (-12 \leq ha < 12\text{h})$$

Antes de que el Sol llegue al meridiano, el ángulo horario es negativo. Debería obrarse con cautela al utilizar este término porque algunos investigadores en materia solar emplean un término opuesto para designar lo mismo.

La elevación solar ( $el$ ) y el acimut solar ( $az$ ) se pueden calcular de la siguiente manera ( $az$  y  $el$  se expresan en grados):

$$\sin(el) = \sin(dec) \cdot \sin(lat) + \cos(dec) \cdot \cos(lat) \cdot \cos(ha)$$

y:

$$\begin{aligned}\sin(az) &= -\cos(dec) \cdot \sin(ha) / \cos(el) \\ \cos(az) &= (\sin(dec) - \sin(el) \cdot \sin(lat)) / (\cos(el) \cdot \cos(lat))\end{aligned}$$

donde el acimut es positivo a partir de  $0^\circ$  norte hacia el este.

Al objeto de considerar la refracción atmosférica y para obtener la elevación solar aparente ( $h$ ) o el ángulo cenital solar aparente, el *Astronomical Almanac* propone utilizar las ecuaciones siguientes:

- a) Una expresión sencilla para la refracción  $r$  para ángulos cenitales inferiores a  $75^\circ$ :

$$r = 0^\circ,004\,52 P \tan z / (273 + T)$$

donde  $z$  es la distancia cenital en grados;  $P$  es la presión en hectopascales; y  $T$  es la temperatura en grados Celsius.

- b) Para ángulos cenitales superiores a  $75^\circ$  y altitudes inferiores a  $15^\circ$  se recomienda la fórmula aproximada siguiente:

$$r = \frac{P(0,159\,4 + 0,019\,6a + 0,000\,02a^2)}{[(273 + T)(1 + 0,505a + 0,084\,5a^2)]}$$

donde  $a$  es la elevación ( $90^\circ - z$ ), siendo  $h = el + r$ , y el ángulo cenital solar aparente,  $z_0 = z + r$ .



### Distancia Sol-Tierra

La excentricidad actual de la órbita que describe la Tierra alrededor del Sol es pequeña pero apreciable, hasta el punto de que el cuadrado de la distancia Sol-Tierra,  $R$ , y por consiguiente la irradiación solar en la superficie terrestre, varía en un 3,3% respecto de la media. En unidades astronómicas (UA), con una incertidumbre de  $10^{-4}$ :

$$R = 1,000\,14 - 0,016\,71 \cdot \cos(g) - 0,000\,14 \cdot \cos(2g)$$

donde  $g$  es la anomalía media definida anteriormente. La excentricidad solar se define como el cuadrado del cociente entre la distancia media del Sol a la Tierra (1 UA,  $R_0$ ) y la distancia real del Sol a la Tierra:

$$E_0 = (R_0/R)^2$$

### Masa de aire

Para calcular la extinción es necesario conocer la longitud que recorre la radiación a través de la atmósfera, denominada "masa de aire óptica absoluta". La masa de aire relativa para un componente atmosférico arbitrario,  $m$ , es la relación que existe entre la masa de aire a lo largo del recorrido oblicuo y la masa de aire en la dirección vertical; es, pues, un factor de normalización. Considerando una atmósfera estratificada en planos paralelos sin refracción,  $m$  es igual a  $1/\sin h_0$  o  $1/\cos z_0$ .

### Hora local aparente

La hora solar media, en la que se basa nuestra hora civil, está vinculada al movimiento de un cuerpo imaginario denominado Sol medio, que se considera dotado de un movimiento en el ecuador celeste a una velocidad uniforme igual a la velocidad media del movimiento del Sol verdadero. La diferencia entre esta hora fija adoptada como referencia y la hora local aparente variable se denomina "ecuación del tiempo",  $Eq$ , y puede ser positiva o negativa en función de la posición relativa del Sol medio y del Sol verdadero. Así pues:

$$LAT = LMT + Eq = CT + LC + Eq$$

donde  $LAT$  es la hora local aparente (denominada también hora solar verdadera o  $TST$ ),  $LMT$  es la hora local media;  $CT$  es la hora civil (referida a un meridiano estándar y, por consiguiente, denominada también hora estándar); y  $LC$  es la corrección de longitud (4 minutos por cada grado).  $LC$  es positiva cuando el meridiano local se encuentra al este del estándar, y viceversa.

Para calcular  $Eq$  en minutos puede utilizarse la aproximación siguiente:

$$Eq = 0,017\,2 + 0,428\,1 \cos \Theta_0 - 7,351\,5 \sin \Theta_0 - 3,349\,5 \cos 2\Theta_0 - 9,361\,9 \sin 2\Theta_0$$

donde  $\Theta_0 = 2\pi d_n / 365$  en radianes, o  $\Theta_0 = 360 d_n / 365$  en grados, y donde  $d_n$  es el número del día, que varía desde cero para el 1 de enero hasta 364 para el 31 de diciembre de un año normal, o hasta 365 de un año bisiesto. El error máximo de esta aproximación es de 35 segundos (que resulta excesivo para ciertos fines, como la determinación de la masa de aire).

## ANEXO 7.E. RADIACIÓN CELESTE DIFUSA: CORRECCIÓN DEL EFECTO DEL ANILLO DE SOMBRA

El anillo de sombra se monta sobre dos carriles orientados paralelamente al eje de la Tierra, de tal modo que el centro del anillo coincida con el piranómetro durante el equinoccio. El diámetro del anillo varía entre 0,5 y 1,5 m, y la razón entre la anchura y el radio,  $b/r$ , entre 0,09 y 0,35. El ajuste del anillo en función de la declinación solar se realiza deslizando a lo largo de los carriles. La longitud de la banda de sombra y la altura del montaje de los carriles con respecto al piranómetro se determinan a partir de la posición del Sol en el solsticio de verano; cuanto mayor es la latitud, más larga será la banda de sombra y más bajos se encontrarán los carriles.

Varios autores como, por ejemplo, Drummond (1956), Dehne (1980) y Le Baron y otros (1980), han propuesto fórmulas para calcular las correcciones que deben efectuarse a las mediciones de la radiación celeste para tener en cuenta la parte no medida a causa de la banda de sombra. Para un anillo en el que  $b/r < 0,2$ , la radiación  $D_v$  perdida durante un día puede expresarse en la forma siguiente:

$$D_v \approx \frac{b}{r} \cos^3 \delta \int_{t_{\text{orto}}}^{t_{\text{ocaso}}} L(t) \cdot \sin h_{\odot}(t) dt$$

donde  $\delta$  es la declinación del Sol;  $t$  es el ángulo horario del Sol;  $t_{\text{orto}}$  y  $t_{\text{ocaso}}$  son los ángulos horarios en el orto y en el ocaso, respectivamente, para un horizonte matemático ( $\Phi$  es la latitud geográfica,  $t_{\text{orto}} = -t_{\text{ocaso}}$  y  $\cos t_{\text{orto}} = -\tan \Phi \cdot \tan \delta$ );  $L(t)$  es la radiancia celeste durante el día; y  $h_{\odot}$  es la elevación solar.

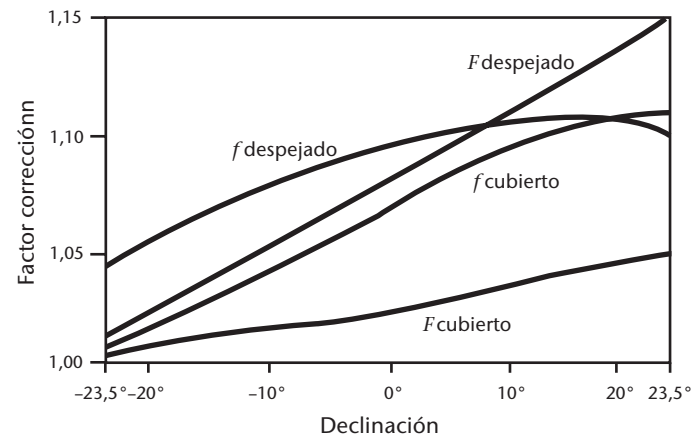
A partir de esta expresión, y adoptando ciertos supuestos sobre la radiancia celeste, es posible determinar un factor de corrección  $f$ :

$$f = \frac{1}{1 - \frac{D_v}{D}}$$

donde  $D$  es la radiación celeste no oscurecida. La figura del presente anexo muestra un ejemplo de los valores de este factor de corrección, para cielos despejados y cubiertos, comparados con las correspondientes curvas empíricas. Es evidente que las desviaciones respecto de las curvas teóricas dependen de los factores climatológicos de la estación y que deberían determinarse experimentalmente comparando el instrumento que está provisto de un anillo de sombra con otro cuya sombra provenga de un disco de desplazamiento automático. Si no se dispusiera de datos experimentales para la estación, deberían utilizarse datos calculados para cielos cubiertos con la relación  $b/r$  correspondiente. Así pues:

$$\frac{D_v}{D_{\text{cubierto}}} = \frac{b}{r} \cos^3 \delta (t_{\text{ocaso}} - t_{\text{orto}}) \cdot \sin \Phi \cdot \sin \delta + \cos \Phi \cdot \cos \delta \cdot (\sin t_{\text{ocaso}} - \sin t_{\text{orto}})$$

donde  $\delta$  es la declinación del Sol;  $\Phi$  es la latitud geográfica; y  $t_{\text{orto}}$  y  $t_{\text{ocaso}}$  son los ángulos horarios del Sol para el orto y el ocaso, respectivamente (véase más arriba una explicación detallada).



**Comparación entre los factores de corrección calculados y determinados empíricamente para un anillo de sombra, con  $b/r = 0,169$ ;  $f$  indica las curvas calculadas,  $F$  las empíricas**

Fuente: Dehne (1980)

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Bass, A. M. y R. J. Paur, 1985: "The ultraviolet cross-sections of ozone: I, The Measurements", en *Atmospheric Ozone* (C. S. Zerefos y A. Ghazi, eds.), Reidel, Dordrecht, págs. 606 a 610.
- Bernhard, G. y G. Seckmeyer, 1999: "Uncertainty of measurements of spectral solar UV irradiance", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 104, núm. D12, págs. 14321 a 14345.
- Bodhaine, B. A., N. B. Wood, E. G. Dutton y J. R. Slusser, 1999: "On Rayleigh optical depth calculations", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 16, págs. 1854 a 1861.
- Comisión Electrotécnica Internacional, 1987: *International Electrotechnical Vocabulary*, cap. 845: "Lightning", IEC 60050-845. Ginebra.
- Comisión Internacional de Iluminación, 1987: *Methods of Characterizing Illuminance Meters and Luminance Meters*, CIE 69-1987. Viena.
- , 1994: *Guide to Recommended Practice of Daylight Measurement*, CIE 108-1994. Viena.
- Cordero R. R., G. Seckmeyer, A. Damiani, F. Labbe y D. Laroze, 2013: "Monte Carlo-based uncertainties of surface UV estimates from models and from spectroradiometers", en *Metrologia*, vol. 50, núm. 5, págs. L1 a L5.
- Cordero R. R., G. Seckmeyer, D. Pissulla, L. DaSilva y F. Labbe, 2008: "Uncertainty evaluation of spectral UV irradiance measurements", en *Measurement Science and Technology*, vol. 19, núm. 4, págs. 1 a 15.
- Dehne, K., 1980: "Vorschlag zur standardisierten Reduktion der Daten verschiedener nationaler Himmelsstrahlungs-Messnetze", en *Annalen der Meteorologie* (Neue Folge), vol. 16, págs. 57 a 59.
- Drummond, A. J., 1956: "On the measurement of sky radiation", en *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, serie B, 7, págs. 413 a 436.
- Forgan, B. W., 1996: "A new method for calibrating reference and field pyranometers", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 13, págs. 638 a 645.
- Frouin, R., P.-Y. Deschamps y P. Lecomte, 1990: "Determination from space of atmospheric total water vapour amounts by differential absorption near 940 nm: Theory and airborne verification", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 29, págs. 448 a 460.
- Kerr, J. B. y T. C. McElroy, 1993: "Evidence for large upward trends of ultraviolet-B radiation linked to ozone depletion", en *Science*, vol. 262, págs. 1032 a 1034.
- Le Baron, B. A., W. A. Peterson e I. Dirmhirn, 1980: "Corrections for diffuse irradiance measured with shadowbands", en *Solar Energy*, vol. 25, págs. 1 a 13.
- McKinlay, A. F. y B. L. Diffey, 1987: "A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin", en *Human Exposure to Ultraviolet Radiation: Risks and Regulations* (W. F. Passchier y B. F. M. Bosnjakovic, eds.), Elsevier, Ámsterdam, págs. 83 a 87.
- Michalsky, J. J., 1988a: "The astronomical almanac's algorithm for approximate solar position (1950-2050)", en *Solar Energy*, vol. 40, núm. 3, págs. 227 a 235.
- , 1988b: "Errata. The astronomical almanac's algorithm for approximate solar position (1950-2050)", en *Solar Energy*, vol. 41, núm. 1, pág. 113.
- Organización Internacional de Normalización, 1990a: *Solar Energy – Specification and Classification of Instruments for Measuring Hemispherical Solar and Direct Solar Radiation*, ISO 9060:1990. Ginebra.
- , 1990b: *Solar Energy – Calibration of Field Pyrheliometers by Comparison to a Reference Pyrheliometer*, ISO 9059:1990. Ginebra.
- , 1990c: *Solar Energy – Field Pyranometers – Recommended Practice for Use*, ISO/TR 9901:1990. Ginebra.
- , 1992: *Solar Energy – Calibration of Field Pyranometers by Comparison to a Reference Pyranometer*, ISO 9847:1992. Ginebra.
- , 1993: *Solar Energy – Calibration of a Pyranometer Using a Pyrheliometer*, ISO 9846:1993. Ginebra.
- Organización Internacional de Normalización/Comisión Electrotécnica Internacional, 2008: *Uncertainty of Measurement – Part 3: Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*, ISO/IEC Guide 98-3:2008, incl. Suppl. 1:2008/Cor 1:2009, Suppl. 1:2008, Suppl. 2:2011. Ginebra. (Equivalente a: Comité Conjunto para las Guías en Metrología, 2008: *Evaluation of Measurement Data – Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*, JCGM 100:2008, corregido en 2010).
- Organización Meteorológica Mundial, 1986: *Revised Instruction Manual on Radiation Instruments and Measurements*. World Climate Research Programme Publications Series No. 7 (WMO/TD-No. 149). Ginebra.
- , 1993: *Informe de la segunda reunión de los administradores de investigaciones sobre el ozono de las Partes en el Convenio de Viena para la Protección de la Capa de Ozono* (Ginebra, 10 a 12 de marzo de 1993). Informe N° 32 del Proyecto Mundial sobre la Investigación y la Vigilancia del Ozono de la OMM. Ginebra.

- , 1996: *WMO/UMAP Workshop on Broad-band UV Radiometers* (Garmisch-Partenkirchen, Germany, 22–23 April 1996). Global Atmosphere Watch Report No. 120 (WMO/TD-No. 894). Ginebra.
- , 1998: *Baseline Surface Radiation Network (BSRN): Operations Manual* (WMO/TD-No. 879). Ginebra.
- , 1999a: *Guidelines for Site Quality Control of UV Monitoring*. Global Atmosphere Watch Report No. 126 (WMO/TD-No. 884). Ginebra.
- , 1999b: *Report of the LAP/COST/WMO Intercomparison of Erythral Radiometers* Thessaloniki, Greece, 13–23 September 1999). Global Atmosphere Watch Report No. 141 (WMO/TD-No. 1051). Ginebra.
- , 2001: *Instruments to Measure Solar Ultraviolet Radiation. Part 1: Spectral Instruments*. Global Atmosphere Watch Report No. 125 (WMO/TD-No. 1066). Ginebra.
- , 2003: *Quality Assurance in Monitoring Solar Ultraviolet Radiation: the State of the Art*. Global Atmosphere Watch Report No. 146 (WMO/TD-No. 1180). Ginebra.
- , 2005: *WMO/GAW Experts Workshop on a Global Surface-based Network for Long Term Observations of Column Aerosol Optical Properties* (Davos, Switzerland, 8–10 March 2004). Global Atmosphere Watch Report No. 162 (WMO/TD-No. 1287). Ginebra.
- , 2008: *Instruments to Measure Solar Ultraviolet Radiation. Part 2: Broadband Instruments Measuring Erythemally Weighted Solar Irradiance*. Global Atmosphere Watch Report No. 164 (WMO/TD-No. 1289). Ginebra.
- , 2010a: *Instruments to Measure Solar Ultraviolet Radiation. Part 3: Multi-channel Filter Instruments*. Global Atmosphere Watch Report No. 190 (WMO/TD-No. 1537). Ginebra.
- , 2010b: *Instruments to Measure Solar Ultraviolet Radiation. Part 4: Array Spectroradiometers*. Global Atmosphere Watch Report No. 191 (WMO/TD-No. 1538). Ginebra.
- , 2011: *Data Quality Objectives (DQO) for Solar Ultraviolet Radiation Measurements. Part I* (Adición a *Quality Assurance in Monitoring Solar Ultraviolet Radiation: the State of the Art*, informe N° 149 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global). Informe N° 198 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global. Ginebra.
- Parrish, J. A., K. F. Jaenicke y R. R. Anderson, 1982: "Erythema and melanogenesis action spectra of normal human skin", en *Photochemistry and Photobiology*, vol. 36, págs. 187 a 191.
- Rüedi, I., 2001: *International Pyrheliometer Comparison IPC-IX, Results and Symposium*. MeteoSwiss Working Report No. 197, Davos y Zúrich.
- Schneider, W., G. K. Moortgat, G. S. Tyndall y J. P. Burrows, 1987: "Absorption cross-sections of NO<sub>2</sub> in the UV and visible region (200–700 nm) at 298 K", en *Journal of Photochemistry and Photobiology, A: Chemistry*, vol. 40, págs. 195 a 217.
- Observatorio Naval de Estados Unidos, 1993: *The Astronomical Almanac*. Oficina del Almanaque Náutico, Washington D. C.
- Vigroux, E., 1953: "Contribution à l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone", en *Annales de Physique*, tomo 8, págs. 709 a 762.
- Webb, A.R., B.G. Gardiner, M. Blumthaler and P. Foster, 1994: "A laboratory investigation of two ultraviolet spectroradiometers", en *Photochemistry and Photobiology*, vol. 60, núm. 1, págs. 84 a 90.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 8. MEDICIÓN DE LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN.....	295
8.1 Generalidades .....	295
8.1.1 Definición.....	295
8.1.2 Unidades y escalas .....	295
8.1.3 Requisitos meteorológicos .....	296
8.1.3.1 Aplicación de los datos de duración de la insolación .....	296
8.1.3.2 Correlaciones con otras variables meteorológicas .....	296
8.1.3.3 Requisitos de los registradores automatizados .....	297
8.1.4 Métodos de medición.....	297
8.2 Instrumentos y sensores .....	298
8.2.1 Método pirheliométrico .....	298
8.2.1.1 Generalidades .....	298
8.2.1.2 Fuentes de error.....	299
8.2.2 Método piranométrico .....	299
8.2.2.1 Generalidades .....	299
8.2.2.2 Fuentes de error.....	300
8.2.3 Heliógrafo de Campbell-Stokes (método de quemado) .....	300
8.2.3.1 Ajustes .....	301
8.2.3.2 Evaluación .....	301
8.2.3.3 Versiones especiales .....	302
8.2.3.4 Fuentes de error.....	302
8.2.4 Dispositivos de evaluación por contraste.....	302
8.2.5 Dispositivos de barrido y evaluación por contraste .....	302
8.2.5.1 Generalidades .....	302
8.2.5.2 Fuentes de error.....	303
8.3 Exposición del heliógrafo .....	303
8.4 Fuentes generales de error.....	304
8.5 Calibración.....	304
8.5.1 Métodos de exterior .....	305
8.5.1.1 Comparación de los datos de duración de la insolación .....	305
8.5.1.2 Comparación de señales analógicas.....	305
8.5.1.3 Método del umbral de irradiancia efectiva media .....	306
8.5.2 Método de interior .....	306
8.6 Mantenimiento .....	306
ANEXO 8.A. ALGORITMO PARA ESTIMAR LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN A PARTIR DE MEDICIONES DE LA IRRADIANCIA GLOBAL DIRECTA.....	308
ANEXO 8.B. ALGORITMO PARA ESTIMAR LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN A PARTIR DE MEDICIONES DE LA IRRADIANCIA GLOBAL A INTERVALOS DE 1 MINUTO.....	309
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	311

## CAPÍTULO 8. MEDICIÓN DE LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN

### 8.1 GENERALIDADES

El término “insolación” está vinculado al brillo del disco solar que rebasa la luz difusa del fondo del cielo o a la aparición de sombras por detrás de los objetos iluminados, fenómeno que el ojo humano puede observar mejor. Así pues, tiene más relación con la radiación visible que con la energía radiada en otras longitudes de onda, aunque ambos aspectos son inseparables. Sin embargo, en la práctica la primera definición se estableció directamente mediante el heliógrafo de Campbell-Stokes (véase la sección 8.2.3), instrumento relativamente sencillo, que detecta la luz solar cuando la energía de los rayos solares, concentrada mediante una lente especial, quema una cartulina negra especial. Dicho registrador fue introducido en las estaciones meteorológicas ya en 1880, y se sigue utilizando en muchas redes. Debido a que no se establecieron normas internacionales para las dimensiones y la cualidad de las partes especiales, la aplicación de diferentes leyes del principio dio como resultado diferentes valores de duración de la insolación.

Para homogeneizar los datos de la red mundial de duración de la insolación, se recomendó como referencia un diseño especial del heliógrafo de Campbell-Stokes, denominado heliógrafo de referencia provisional (HRP) (OMM, 1962). La mejora conseguida mediante esta “definición instrumental” sería efectiva solo durante el período provisional necesario para encontrar una definición física precisa, que permitiera diseñar heliógrafos automáticos y conseguir la aproximación más perfecta posible a la “escala” representada por el HRP. Respecto a esta última condición, se aconsejó decididamente establecer un umbral de la irradiancia solar directa que correspondiera al umbral de combustión de los heliógrafos de Campbell-Stokes. Las investigaciones realizadas en diversas estaciones mostraron que el umbral de irradiancia necesario para quemar la cartulina variaba entre 70 y 280 W m<sup>-2</sup> (Bider, 1958; Baumgartner, 1979). Sin embargo, otros estudios realizados especialmente con el HRP en Francia dieron como resultado un valor medio de 120 W m<sup>-2</sup>, que fue finalmente propuesto como umbral de la irradiancia solar directa para determinar la duración efectiva de la insolación<sup>1</sup>. En cuanto a la dispersión de los resultados de las pruebas, se acepta un umbral de exactitud del 20% en la especificación de los instrumentos. Como sensor de referencia para detectar el umbral de irradiancia se recomendó un pirheliómetro. Parece necesario fijar el ángulo de visión del pirheliómetro para obtener otros dispositivos de referencia más perfeccionados (véase el capítulo 7 de la parte I (secciones 7.2 y 7.2.1.3)).

#### 8.1.1 Definición

En OMM (2010)<sup>2</sup> se define la duración de la insolación correspondiente a un período determinado como la suma del tiempo durante el cual la irradiancia solar directa supera 120 W m<sup>-2</sup>.

#### 8.1.2 Unidades y escalas

La magnitud física de la duración de la insolación ( $SD$ ) es, evidentemente, el tiempo. Las unidades que se emplean son el segundo o la hora. Con fines climatológicos, se utilizan expresiones tales como “horas por día” u “horas de insolación diaria”, así como porcentajes de magnitudes, como “duración de la insolación diaria relativa”, en los que la  $SD$  puede referirse a la duración de la insolación extraterrestre posible o a la duración de la insolación máxima posible ( $SD_0$  y  $SD_{máx}$ , respectivamente). El período de medición (día, década, mes, año, etc.) es un dato importante que se agrega a la unidad.

<sup>1</sup> Recomendación 10 (CIMO-VIII), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su octava reunión (1981).

<sup>2</sup> Recomendación 16 (CIMO-X), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su décima reunión (1989).



### 8.1.3 Requisitos meteorológicos

Los requisitos sobre el rendimiento se indican en el capítulo 1 de la parte I. Las horas de insolación deberían medirse con una incertidumbre de  $\pm 0,1$  horas y una resolución de 0,1 horas.

Puesto que el número de las transiciones del umbral de radiación solar directa, y lo abrupto de las mismas, determinan la posible incertidumbre de la duración de la insolación, los requisitos meteorológicos de los heliógrafos se relacionan fundamentalmente con las condiciones climatológicas de la nubosidad (OMM, 1985).

Con cielo despejado, solo los valores horarios correspondientes al orto y al ocaso pueden ser erróneos (según la cantidad de polvo), debido a un umbral ajustado incorrectamente o a las dependencias espectrales.

En el caso de las nubes dispersas (cúmulos, estratocúmulos), la transición puede resultar abrupta, y la irradiancia del cielo cubierto medida con el pirheliómetro es generalmente inferior a  $80 \text{ W m}^{-2}$ , por lo que se necesitarán pocos requisitos de ajuste del umbral. No obstante, el ángulo de visión del sensor podrá influir en el resultado cuando cerca del Sol se encuentre una aglomeración de nubes brillantes.

Se requerirá la máxima precisión cuando las capas de nubes altas (cirros, altoestratos), con pequeñas variaciones del espesor óptico, atenúen la irradiancia solar directa hasta alcanzar unos  $120 \text{ W m}^{-2}$ . Tanto el ángulo de visión como la precisión del ajuste del umbral resultarán eficaces.

Los requisitos de los heliógrafos varían según el emplazamiento y la estación, y según el tipo de nubes predominantes. La nubosidad se puede describir mediante tres intervalos de duración relativa de la insolación diaria  $SD/SD_0$  (véase la sección 8.1.2), a saber: "cielo cubierto" cuando ( $0 \leq SD/SD_0 < 0,3$ ); "nubes dispersas" cuando ( $0,3 \leq SD/SD_0 < 0,7$ ) y "tiempo bueno" cuando ( $0,7 \leq SD/SD_0 \leq 1,0$ ). En general, los resultados para el cielo cubierto muestran el porcentaje más alto de desviaciones de la referencia.

#### 8.1.3.1 Aplicación de los datos de duración de la insolación

Una de las primeras aplicaciones de los datos de  $SD$  consistió en caracterizar el clima de los lugares, especialmente los referentes a centros de reposo. En esa aplicación se tuvo en cuenta también el efecto psicológico que una cantidad considerable de luz solar tiene en el bienestar de los seres humanos. Es utilizada todavía por algunas autoridades locales para promover destinos turísticos.

La descripción de las condiciones de tiempo pasado, por ejemplo de un mes, suele contener la evolución de los datos de  $SD$  diarios.

Para esos campos de aplicación, una incertidumbre de alrededor del 10% de los valores de  $SD$  medios fue aceptable durante varios decenios.

#### 8.1.3.2 Correlaciones con otras variables meteorológicas

La correlación más importante entre la duración de la insolación y la radiación solar global,  $G$ , se expresa mediante la llamada fórmula de Ångström:

$$G/G_0 = a + b \cdot (SD/SD_0) \quad (8.1)$$

donde  $G/G_0$  es el denominado índice de claridad (relacionado con la irradiancia global extraterrestre), y  $SD/SD_0$  es la duración de la insolación correspondiente (relacionada con el valor de  $SD$  de radiación extraterrestre posible); y  $a$  y  $b$  son constantes que tendrán que ser determinadas mensualmente. Se observó que la incertidumbre de las medias mensuales de la irradiancia global diaria obtenida de esta manera, a partir de los datos del heliógrafo de Campbell-Stokes, es inferior al 10% en el verano, y que aumenta hasta un 30% durante el invierno, según información concerniente a estaciones alemanas (Golchert, 1981).



La fórmula de Ångström lleva implícita la correlación inversa entre la nubosidad y la duración de la insolación. Esa relación no se cumple cuando la cubierta nubosa es alta y delgada y, obviamente, tampoco en el caso de campos de nubes que no ocultan el Sol, de manera que el grado de la correlación inversa depende, ante todo, de la magnitud del conjunto de datos estadísticos (Stanghellini, 1981; Angell, 1990). Una mejor exactitud de los datos de  $SD$  reducirá la dispersión de los resultados estadísticos, pero incluso los datos perfectos solo pueden generar resultados suficientes sobre una base estadística.

### 8.1.3.3 **Requisitos de los registradores automatizados**

Debido a que cada vez más lugares disponen de electricidad, la autosuficiencia del heliógrafo de Campbell-Stokes está perdiendo importancia. Además, la necesidad de cambiar la cartulina quemada todos los días plantea problemas en las estaciones meteorológicas automáticas o con escaso personal. Otras razones fundamentales que abogan por la sustitución de los heliógrafos de Campbell-Stokes por nuevos procedimientos de medición automatizados son las de no incurrir en los gastos de las evaluaciones visuales y obtener de los soportes de datos resultados más precisos, que permitan procesar directamente los datos por medios informáticos.

### 8.1.4 **Métodos de medición**

A continuación se ofrece un resumen de los métodos utilizados para medir la duración de la insolación y los tipos de instrumentos correspondientes:

- a) Método pirheliométrico: se detectan con un pirheliómetro las transiciones de la irradiancia solar directa hasta el umbral de  $120 \text{ W m}^{-2}$  (de conformidad con la Recomendación 10 (CIMO-VIII)). Los valores de la duración se pueden leer en contadores de tiempo activados por las transiciones ascendentes o descendentes.

Tipo de instrumento: pirheliómetro combinado con un discriminador de umbral electrónico o informatizado, y un contador de tiempo.

- b) Método piranométrico:

- i) Se mide con piranómetros la irradiancia solar global ( $G$ ) y la difusa ( $D$ ) para obtener la irradiancia solar directa que se emplea para establecer el valor de umbral de la OMM; lo demás es igual al apartado a) anterior.

Tipo de instrumento: todos los sistemas radiométricos que consisten en dos piranómetros ajustados y un dispositivo de protección contra la luz solar, combinados con un discriminador de umbral electrónico o informatizado y un contador de tiempo.

- ii) Se mide con un piranómetro la irradiancia solar global ( $G$ ) para estimar la duración de la insolación.

Tipo de instrumento: piranómetro combinado con un dispositivo electrónico o informatizado capaz de calcular valores medios en períodos de 10 minutos y de irradiancia solar global ( $G$ ) mínima y máxima durante esos períodos o, alternativamente, capaz de calcular valores medios en períodos de 1 minuto de la irradiancia solar global ( $G$ ).

- c) Método de quemado: se determina el efecto de umbral de la combustión del papel causada por la radiación solar directa enfocada (efecto de calentamiento de la energía solar absorbida). La duración se lee en la traza de combustión.

Tipo de instrumento: heliógrafo de Campbell-Stokes, especialmente la versión HRP recomendada (véase la sección 8.2).

- d) Método por contraste: se determinan los contrastes de insolación producidos entre algunos sensores ubicados en posiciones diferentes con respecto al Sol, con la ayuda de una diferencia específica de las señales de salida de los sensores, que corresponde a un equivalente del umbral recomendado por la OMM (establecido por comparación con valores de *SD* de referencia); lo demás es igual al apartado b) anterior.

Tipo de instrumento: detectores compuestos por varios sensores especialmente diseñados (la mayoría equipados con células fotovoltaicas), combinados con un discriminador electrónico y un contador de tiempo.

- e) Método de barrido: se determina la irradiancia procedente de pequeños sectores del cielo explorados o barridos continuamente, con respecto a un equivalente del umbral de irradiancia recomendado por la OMM (establecido por comparación con valores de *SD* de referencia).

Tipo de instrumento: receptores de un sensor equipados con un dispositivo de barrido especial (por ejemplo, un espejo o un diafragma giratorio), combinados con un discriminador electrónico y un contador de tiempo.

Los métodos de medición de la duración de la insolación que se describen a continuación son ejemplos de cómo aplicar los principios mencionados anteriormente. Los instrumentos utilizados con estos métodos, excepto el heliógrafo de Foster con conmutador, participaron en la Comparación de mediciones automáticas de la duración de la insolación de la OMM efectuada en Hamburgo entre 1988 y 1989, y en la comparación de piranómetros y heliógrafos electrónicos realizada por la Asociación Regional VI en Budapest en 1984 (OMM, 1986).

La descripción del heliógrafo de Campbell-Stokes que figura en la sección 8.2.3 es relativamente detallada, puesto que sigue siendo generalizado su uso en las redes nacionales, y ello exige tener en cuenta las especificaciones y las reglas de evaluación recomendadas por la OMM (téngase presente, no obstante, que este método no está ya recomendado<sup>3</sup>, puesto que no registra con suficiente coherencia la duración efectiva de la insolación).

En Coulson (1975), Hameed y Pittalwala (1989) y Sonntag y Behrens (1992) se pasa revista a la historia de los heliógrafos.

## 8.2 INSTRUMENTOS Y SENSORES

### 8.2.1 Método pirheliométrico

#### 8.2.1.1 Generalidades

Este método, consecuencia directa de la definición de insolación de la OMM (véase la sección 8.1.1), y que, por lo tanto, se recomienda para obtener valores de referencia de la duración de la insolación, necesita un pirheliómetro a prueba de intemperie y un seguidor solar fiable para orientar el radiómetro de manera automática o, al menos, semiautomática con respecto a la posición del Sol. Se puede modificar el método si se utiliza un pirheliómetro cuyo ángulo de visión influye en la irradiancia medida cuando las nubes rodean al Sol.

Se puede controlar el umbral de insolación mediante la comparación continua de la salida del pirheliómetro con el voltaje de umbral equivalente  $V_{th} = 120 \text{ W m}^{-2} \cdot R \mu \text{V W}^{-1} \text{ m}^2$ , cálculo que se puede efectuar a partir de la capacidad de respuesta  $R$  del pirheliómetro. Se detecta una transición del umbral cuando  $\Delta V = V - V_{th}$  cambia el signo. El contador de tiempo conectado funciona cuando  $\Delta V > 0$ .

<sup>3</sup> Véase la Recomendación 10 (CIMO-VIII).

### 8.2.1.2 Fuentes de error

Todavía no se ha llegado a un acuerdo para definir el ángulo de visión (véase el capítulo 7 de la parte I (secciones 7.2 y 7.2.1.3)). Los resultados de dos pirheliómetros con ángulos de visión diferentes pueden arrojar grandes diferencias, en especial cuando el Sol está rodeado de nubes. Además, los errores típicos de los pirheliómetros (efecto de inclinación, dependencia de la temperatura, comportamiento no lineal y desviación nula) dependen del tipo de pirheliómetro. Se registran errores más importantes cuando la alineación con el Sol no es perfecta o la ventana de entrada está cubierta por lluvia o nieve.

## 8.2.2 Método piranométrico

### 8.2.2.1 Generalidades

El método piranométrico utilizado para obtener datos sobre la duración de la insolación se basa en la relación fundamental entre la radiación solar directa ( $I$ ) y las radiaciones solares global ( $G$ ) y difusa ( $D$ ):

$$I \cdot \cos \zeta = G - D \quad (8.2)$$

donde  $\zeta$  es el ángulo solar cenital, siendo  $I \cdot \cos \zeta$  la componente horizontal de  $I$ . Para que la ecuación 8.2 se cumpla exactamente, el ángulo de visión del piranómetro que está en la sombra y mide  $D$  debe ser igual al ángulo de visión del pirheliómetro (véase el capítulo 7 de la parte I). Además, los intervalos espectrales y las constantes de tiempo de los pirheliómetros y de los piranómetros deben coincidir en la mayor medida posible.

Cuando no se disponga de un pirheliómetro que siga al Sol, pero se cuente con medidas de  $G$  y  $D$  obtenidas por un piranómetro asistido por ordenador, el criterio de insolación de la OMM conforme a la ecuación 8.2 puede expresarse así:

$$(G - D) / \cos \zeta > 120 \text{ W m}^{-2} \quad (8.3)$$

que es aplicable a lecturas instantáneas.

Las modificaciones de este método en estaciones diferentes guardan relación, ante todo, con:

- el tipo de piranómetro seleccionado;
- el dispositivo que produce la sombra (un anillo o un disco de sombra con un dispositivo de seguimiento de la trayectoria solar) y su geometría de sombras (ángulo de sombra);
- la corrección de las pérdidas debidas al anillo de sombra.

Como modificación especial, cabría señalar la sustitución del criterio de la ecuación 8.3 por una fórmula de parametrización obtenida estadísticamente (a fin de evitar la determinación del ángulo solar cenital) para las aplicaciones en los sistemas más simples de adquisición de datos (Sonntag y Behrens, 1992).

Pueden utilizarse diferentes algoritmos, basados en supuestos distintos, para estimar la duración de la insolación a partir de la medición con un solo piranómetro.

El método de Slob y Monna (Slob y Monna, 1991) se basa en los dos supuestos siguientes acerca de la relación entre irradiancia y nubosidad:

- Un cálculo bastante exacto de la irradiancia global potencial en la superficie terrestre, basado en el valor calculado de la irradiación extraterrestre ( $G_0$ ), teniendo en cuenta la extinción en la atmósfera. El factor de atenuación depende de la elevación solar  $h$  y de la turbiedad  $T$  de la atmósfera. El cociente entre la irradiancia global medida y ese valor calculado de la irradiancia global con cielo despejado es un buen indicador de la presencia de nubes.

- b) Una diferencia evidente entre los valores mínimo y máximo de la irradiancia global, medida durante un intervalo de 10 minutos, presupone que las nubes ocultan temporalmente el Sol. Por otra parte, cuando no existe tal diferencia no hay insolación, o no la hay continua durante el intervalo de 10 minutos (es decir,  $SD = 0$  o  $SD = 10$  min).

Basándose en esos supuestos, es posible utilizar un algoritmo (Slob y Monna, 1991) para calcular la  $SD$  diaria a partir de la suma de los valores de  $SD$  cada 10 minutos. Utilizando ese algoritmo, se determina  $SD$  para intervalos sucesivos de 10 minutos (es decir,  $SD_{10'} = f \cdot 10$  min, donde  $f$  es la fracción del intervalo con insolación,  $0 \leq f \leq 1$ ). El factor de atenuación depende en gran medida de la trayectoria óptica de la luz solar viajando a través de la atmósfera. Dado que esa trayectoria está relacionada con la elevación del Sol,  $h = 90^\circ - z$ , el algoritmo discrimina entre tres zonas horarias. Aunque por lo general  $f = 0$  o bien  $f = 1$ , se presta especial atención al intervalo  $0 < f < 1$ . Este algoritmo figura en el anexo 8.A. La incertidumbre se cifra en aproximadamente 0,6 horas para las sumas diarias, aunque estudios recientes (Hinssen y Knap, 2007; OMM, 2012) mostraron que la incertidumbre ampliada ( $k = 2$ ) de los totales diarios puede ser superior a 1 hora.

El método Carpentras se basa en el supuesto de que es posible parametrizar y calcular, a intervalos de 1 minuto, el umbral de la irradiancia ( $G_{thr}$ ) de  $G$  como función de las condiciones locales más frecuentes de turbiedad atmosférica y elevación solar ( $h$ ). El algoritmo correspondiente de este método figura en el anexo 8.B. La incertidumbre ampliada alcanzable ( $k = 2$ ) para los totales diarios es de aproximadamente 0,7 horas (OMM, 2012).

La aplicación del método Carpentras puede optimizarse utilizando el valor promedio de las irradiancias global y directa a intervalos de 1 minuto (usado como referencia) durante varios años consecutivos (un mínimo de cuatro), lo que permite determinar los coeficientes de parametrización de  $G_{thr}$  a intervalos de 1 minuto para la ubicación específica. Con ello se reduce al mínimo el error total relativo del valor de  $SD$  diario calculado mediante el método Carpentras durante largos períodos de tiempo (años) utilizando las diferencias acumuladas de  $SD$ , y también se facilita una evaluación de la incertidumbre alcanzable del método Carpentras (Morel y otros, 2012).

#### 8.2.2.2 Fuentes de error

Según la ecuación 8.3, los errores de medición de la irradiancia solar global y difusa se propagan al calcular la irradiancia solar directa y se intensifican considerablemente por el aumento de los ángulos solares cenitales. Por tanto, la exactitud de las correcciones por pérdida de energía solar difusa debida al uso de anillos de sombra (OMM, 1984a) y la selección de la calidad del piranómetro resultan importantes a la hora de reducir el nivel de incertidumbre de los resultados.

#### 8.2.3 Heliógrafo de Campbell-Stokes (método de quemado)

El heliógrafo de Campbell-Stokes se compone esencialmente de una superficie esférica de vidrio montada concéntricamente en una sección de un recipiente esférico cuyo diámetro es tal que los rayos del Sol caen perfectamente enfocados sobre una banda sujeta a las ranuras del recipiente. El método de sujeción de la esfera difiere conforme el instrumento se vaya a emplear en latitudes polares, templadas o tropicales. Para conseguir resultados positivos, tanto el segmento esférico como la esfera han de fabricarse con gran precisión, y el diseño de la armadura permitirá centrar la esfera en él con exactitud. El segmento esférico tiene tres pares de ranuras superpuestas para colocar las bandas de registro correspondientes a las distintas estaciones del año (una para los dos equinoccios); sus longitudes y formas se seleccionan de modo que se adapten a la óptica geométrica del sistema. Cabe destacar que el problema antes mencionado de la traza de combustión que se produce bajo condiciones de nubosidad diferentes indica que este instrumento, y desde luego cualquier otro instrumento que emplee este método, no proporciona datos exactos sobre la duración de la insolación.

En el cuadro siguiente se resumen los requisitos y las características principales de un heliógrafo de Campbell-Stokes de la versión HRP.

#### Características del heliógrafo de Campbell-Stokes (versión HRP)

<i>Esfera de vidrio</i>	<i>Segmento esférico</i>	<i>Bandas de registro</i>
Forma: uniforme	Material: bronce industrial o metal de durabilidad equivalente	Material: cartulina de buena calidad, no muy sensible a la humedad
Diámetro: 10 cm	Radio: 73 mm	Ancho: ajustado, dentro de 0,3 mm
Color: muy tenue o incoloro	Características adicionales:	Grosor: $0,4 \pm 0,05$ mm
Índice de refracción: $1,52 \pm 0,02$	a) Línea de mediodía central grabada transversalmente por la cara interior	Efecto de la humedad: dentro del 2%
Distancia focal: 75 mm para la luz "D" del sodio	b) Ajuste de la inclinación del segmento a la horizontal, según la latitud	Color: oscuro, homogéneo, no se notan diferencias con luz diurna difusa
	c) Base doble con dispositivos para nivelación y ajuste del acimut	Graduaciones: líneas horarias impresas en negro

#### 8.2.3.1 **Ajustes**

Al instalar un heliógrafo se deben efectuar los ajustes siguientes:

- nivelar la base;
- ajustar el segmento esférico, de modo que la línea central de la banda equinoccial se corresponda con el ecuador celeste (la escala de latitud marcada en el soporte del segmento esférico facilita esta operación);
- comprobar que el plano vertical que pasa por el centro de la esfera y la marca de mediodía del segmento esférico estén en el plano del meridiano geográfico (ajuste norte-sur).

La mejor manera de comprobar si un heliógrafo cumple la condición estipulada en c) consiste en observar la marca o traza dejada por el sol del mediodía aparente local en la banda de registro; si el instrumento está orientado y ajustado correctamente, esa marca o traza debe caer exactamente en la línea de mediodía del segmento esférico o de la banda de registro.

#### 8.2.3.2 **Evaluación**

Para conseguir resultados uniformes con los heliógrafos de tipo Campbell-Stokes es especialmente importante seguir estrictamente las instrucciones que se dan a continuación para evaluar los registros (heliogramas) de los HRP. La duración efectiva total de la insolación diaria debería determinarse señalando en el borde de una banda del mismo tipo las longitudes correspondientes a cada marca o traza, y midiendo la longitud total así obtenida del registro a lo largo de la banda, redondeada a la décima de hora más próxima. Al evaluar el heliograma debería procederse como sigue:

- En el caso de una marca o traza de combustión bien definida y de extremos redondos, debería reducirse la longitud en cada extremo en una magnitud igual a la mitad del radio de curvatura de la extremidad de la marca; normalmente, esto corresponderá a una reducción de la longitud total de cada traza de 0,1 horas.
- En el caso de trazas de combustión circulares, la longitud medida debería ser igual a la mitad del diámetro de la traza; si hay más de una traza circular en el heliograma del día,

bastaría considerar dos o tres marcas como equivalentes a 0,1 horas de sol; cuatro, cinco o seis trazas como equivalentes a 0,2 horas de sol; y así sucesivamente, a intervalos de 0,1 horas.

- c) Cuando la traza no es más que una línea estrecha, debería medirse la longitud total de la misma, aunque la banda de registro esté solo ligeramente descolorida.
- d) Cuando la anchura de la traza bien definida se reduzca temporalmente por lo menos un tercio, debería restarse de la longitud total 0,1 horas por cada una de dichas reducciones de anchura, sin que el máximo sustraído rebasa la mitad de la longitud total de la traza.

Para evaluar los errores aleatorios y sistemáticos que se producen al examinar los heliogramas, y a fin de asegurar la objetividad de los resultados de la comparación, se recomienda que las evaluaciones de cada uno de los instrumentos comparados sean efectuadas sucesiva e independientemente por dos o más personas familiarizadas con este tipo de trabajo.

### 8.2.3.3 **Versiones especiales**

Dado que el heliógrafo de Campbell-Stokes estándar no registra toda la insolación recibida durante los meses de verano en las estaciones situadas en latitudes que superan los 65°, algunos países utilizan versiones modificadas.

Una de las posibilidades consiste en utilizar dos heliógrafos de Campbell-Stokes que funcionen en sentidos opuestos, es decir, instalar uno de la manera habitual, y el otro de cara al norte.

En muchos climas puede ser necesario calentar el sistema para evitar la formación de escarcha y rocío. Las comparaciones efectuadas en climas como los del norte de Europa, entre instrumentos calentados y no calentados, han mostrado que la insolación que no se mide con la versión normal, pero que sí se registra con un sistema calentado, es del orden del 1% de la media mensual en verano y del orden del 5% al 10% en invierno.

### 8.2.3.4 **Fuentes de error**

Los errores de este registrador se deben, en su mayoría, a que la cartulina o banda de combustión depende de la temperatura y la humedad, y también de la combustión excesiva, especialmente cuando hay nubes dispersas (Ikeda y otros, 1986).

En latitudes medias y altas, los valores correspondientes a la mañana se ven afectados frecuentemente por el rocío o la escarcha.

## 8.2.4 **Dispositivos de evaluación por contraste**

El heliógrafo de Foster con conmutador es un dispositivo óptico que fue introducido en la red de Estados Unidos de América en 1953 (Foster y Foskett, 1953). Consiste en un par de fotocélulas de selenio, una de las cuales está protegida de la luz solar directa por un anillo de sombra. Las células están corregidas de forma que cuando no hay luz solar directa no se genera ninguna señal. El conmutador se activa cuando la irradiancia solar directa rebasa unos 85 W m<sup>-2</sup> (Hameed y Pittalwala, 1989). La posición del anillo de sombra requiere ajuste solo cuatro veces al año para concordar con los cambios estacionales de la trayectoria aparente del Sol en el cielo.

## 8.2.5 **Dispositivos de barrido y evaluación por contraste**

### 8.2.5.1 **Generalidades**

En la Comparación de mediciones automáticas de la duración de la insolación de la OMM, efectuada en el Centro de Radiación de la Asociación Regional VI en Hamburgo (Alemania)

entre 1988 y 1989, se compararon varios sensores optoelectrónicos diferentes, o sea, dispositivos de barrido y evaluación por contraste (véase, por ejemplo, OMM 1984b). En el informe de esta comparación figuran descripciones detalladas de todos los instrumentos y sensores que participaron en ese evento.

#### 8.2.5.2 **Fuentes de error**

La distribución de las nubes en el cielo o la radiación solar reflejada por el entorno pueden afectar los resultados, tanto por los procedimientos diferentes que se utilizan para evaluar el contraste como por los ángulos de visión de las células, que son relativamente grandes. Las células fotovoltaicas de silicón sin filtros presentan típicamente una respuesta máxima en el infrarrojo cercano y una dependencia de los resultados con respecto al espectro de la radiación solar directa.

Dado que los ángulos de visión de este dispositivo (con un campo de visión relativamente pequeño, rectangular y en forma de ranura) difieren considerablemente del ángulo de visión del pirheliómetro de referencia (que tiene un campo de visión circular y simétrico), la distribución de las nubes alrededor del Sol puede causar desviaciones con respecto a los valores de referencia.

Debido al pequeño ángulo de visión, una cúpula de vidrio con impurezas puede ser una fuente específica de incertidumbre. Debería considerarse, asimismo, la capacidad de respuesta espectral del sensor además del error asociado a la elevación solar. En la actualidad se piensa que tan solo uno de los registradores comercializados, que utiliza un detector piroeléctrico, está exento de efectos espectrales.

### 8.3 **EXPOSICIÓN DEL HELIÓGRAFO**

Los tres aspectos fundamentales que deben observarse para hacer una exposición correcta del heliógrafo son:

- a) Los sensores deberían estar sujetos firmemente a un soporte rígido, a excepción de los sensores SONI (OMM, 1984b) que, por su diseño, pueden instalarse también en boyas.
- b) El sensor debería proporcionar una vista ininterrumpida del Sol en todas las épocas del año y durante todo el período en que se encuentre a más de  $3^\circ$  por encima del horizonte. Esta recomendación se puede modificar en los casos siguientes:
  - i) Las antenas pequeñas u otras obstrucciones de anchura angular pequeña ( $\leq 2^\circ$ ) son aceptables cuando no se puede cambiar de emplazamiento; en este caso, deberían documentarse perfectamente las posiciones, elevaciones y anchuras angulares de las obstrucciones, y sería preciso estimar la pérdida potencial de horas de insolación a unas horas y días determinados mediante cálculos astronómicos del trayecto solar aparente.
  - ii) En regiones montañosas (por ejemplo, en los valles) las obstrucciones naturales son aceptables como factor del clima local y deberían documentarse como se indica en el párrafo anterior.
- c) El emplazamiento no debería estar rodeado de superficies que puedan reflejar una cantidad apreciable de radiación solar directa hacia el sensor. La radiación reflejada puede influir principalmente en los resultados de los dispositivos de medición por contraste. Algunos medios de evitar esas interferencias consistirían en no utilizar pintura blanca o con brillo y en mantener las superficies cercanas limpias de nieve o protegerlas con pantallas.

En los apartados antes mencionados se hace referencia a un ajuste del eje del sensor. Los fabricantes de ciertos sensores recomiendan inclinar el eje según la estación del año.



La clasificación de emplazamientos para las estaciones terrestres de observación en superficie (véase el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.B), de la presente Guía) proporciona más orientación sobre la selección del emplazamiento y la ubicación del heliógrafo en él a fin de optimizar la representatividad.

#### 8.4 FUENTES GENERALES DE ERROR

La incertidumbre de la duración de la insolación registrada por tipos diferentes de instrumentos y métodos fue constatada en forma de desviación de los valores de referencia de la OMM para las condiciones meteorológicas de Hamburgo (Alemania) entre 1988 y 1989.

Los valores de referencia son también algo inciertos debido a la incertidumbre del factor de calibración del pirheliómetro utilizado y a la magnitud de su ángulo de visión (dependencia respecto de la aureola). En el caso de valores únicos, convendría tener también en cuenta la constante de tiempo.

Las fuentes generales de incertidumbre son:

- a) la calibración del registrador (ajuste del umbral de irradiancia equivalente (véase la sección 8.5));
- b) la variación típica de la respuesta del registrador debida a las condiciones meteorológicas (por ejemplo, temperatura, nubosidad y polvo), y a la posición del Sol (por ejemplo, errores de dirección y espectro solar);
- c) el ajuste deficiente y la inestabilidad de partes importantes del instrumento;
- d) la evaluación simplificada o errónea de los valores medidos;
- e) unos procedimientos erróneos para medir el tiempo;
- f) la presencia de polvo y humedad en superficies ópticas y del detector;
- g) unos niveles de mantenimiento bajos.

#### 8.5 CALIBRACIÓN

Antes de exponer algunos métodos de calibración convendría realizar los siguientes comentarios generales:

- a) No se dispone de un método normalizado para calibrar los sensores de *SD*.
- b) En las calibraciones efectuadas al aire libre hay que emplear el método pirheliométrico para obtener datos de referencia.
- c) Debido a las diferencias existentes entre el diseño de los sensores de *SD* y los instrumentos de referencia, y también con respecto a la variabilidad natural de las condiciones de medición, hay que establecer los resultados de la calibración mediante comparaciones de largo período (algunos meses).
- d) En general, la calibración de los sensores de *SD* necesita de un procedimiento específico para ajustar sus valores de umbral (electrónicamente en el caso de los dispositivos optoeléctricos, y mediante programas informáticos en los sistemas piranométricos).
- e) Si se utilizan dispositivos optoeléctricos con salida analógica, la duración del período de calibración debería ser relativamente corta.



- f) El método de interior (en el que se utiliza una lámpara) es recomendable, ante todo, para efectuar las pruebas periódicas de la estabilidad de los instrumentos utilizados en condiciones reales.

### 8.5.1 Métodos de exterior

#### 8.5.1.1 Comparación de los datos de duración de la insolación

Los valores de referencia  $SD_{ref}$  se medirán simultáneamente con los valores de la duración de la insolación  $SD_{cal}$  del sensor que se está calibrando. Como instrumento de referencia debería utilizarse un pirheliómetro montado en un dispositivo de seguimiento solar combinado con un discriminador de umbral de irradiancia (véase la sección 8.1.4). Otra posibilidad consiste en utilizar un heliógrafo de una precisión determinada recalibrado regularmente. Puesto que el requisito de exactitud del umbral de insolación de un sensor varía según las condiciones meteorológicas (véase la sección 8.1.3), los resultados de la comparación se obtendrán estadísticamente a partir de series de datos de períodos largos.

Cuando el método se aplica a la serie total de datos de un período (en condiciones de nubosidad típicas), el primer resultado de la calibración es la relación  $q_{tot} = \Sigma_{tot} SD_{ref} / \Sigma_{tot} SD_{cal}$ .

Para  $q > 1$  o  $q < 1$ , la tensión de umbral equivalente se ajustará a valores menores y mayores, respectivamente. Dado que el grado del ajuste necesario no guarda una correlación grande con  $q_{tot}$ , harán falta otros períodos de comparaciones para validar por iteración el acercamiento al umbral ideal mediante la aproximación  $q_{tot} = 1$ . La duración de un período de calibración total puede ser de tres a seis meses en las latitudes medias de Europa. Por consiguiente, convendría que las instalaciones de calibración de la red de sensores puedan calibrar varios sensores simultáneamente. (El empleo de  $q_{tot}$  como factor de corrección de los valores  $\Sigma SD$  arroja resultados fiables solo si los períodos que se evalúan presentan las mismas formas de nubes que las prevalecientes durante el período de calibración. En consecuencia, este método no es recomendable).

Si el método se aplica a series de datos que se seleccionan sobre la base de unas condiciones de medición específicas (por ejemplo, nubosidad, ángulo de elevación solar, duración de la insolación relativa, hora del día), tal vez sea posible, por ejemplo, encontrar estadísticamente factores  $q_{sel} = \Sigma_{sel} SD_{ref} / \Sigma_{sel} SD_{cal}$  para tipos de nubosidad diferentes. Esos factores se podrían utilizar también para corregir series de datos cuya nubosidad ha sido claramente especificada.

Por otra parte, se recomienda ajustar la tensión de umbral equivalente, especialmente si se tienen en cuenta los valores de  $q_{sel}$  para las condiciones de nubosidad menos propicias (como los cirros o los altoestratos). Se requiere también un procedimiento iterativo para validar el ajuste; según las condiciones meteorológicas prevalecientes, se necesitarán varias semanas o meses para realizar las comparaciones.

#### 8.5.1.2 Comparación de señales analógicas

Este método está restringido a los sensores de  $SD$  que tienen una salida analógica que responde linealmente a la irradiancia solar directa recibida, al menos en el intervalo de menos de  $500 \text{ W m}^{-2}$ . La comparación entre la irradiancia de referencia medida con un pirheliómetro y la salida analógica medida simultáneamente debería efectuarse en horas de cielo despejado o en otros intervalos con irradiancia solar directa ligeramente variable por debajo de  $500 \text{ W m}^{-2}$ .

El análisis por regresión lineal de esas series de datos genera una recta de mejor ajuste, a partir de la cual se puede obtener la tensión de umbral equivalente a  $120 \text{ W m}^{-2}$ . Cuando este resultado de calibración se desvíe de la tensión certificada en más de  $\pm 20\%$ , el umbral del sensor se debería ajustar al valor nuevo.

En el caso de sensores de respuesta espectral pronunciada, se deberían eliminar los datos medidos a ángulos de elevación solar bajos alrededor de  $120 \text{ W m}^{-2}$ , debido a la fuerte falta de

comportamiento lineal causada por el espectro, a menos que la tensión de umbral en el orto y en el ocaso sea de interés especial. La tensión de umbral equivalente se obtendrá a partir de valores de irradiancia más altos.

### 8.5.1.3 **Método del umbral de irradiancia efectiva media**

El denominado método del umbral de irradiancia efectiva media (MEIT) se basa en la determinación, hora por hora, del umbral de irradiancia efectiva media  $I_m$  del sensor que se calibra.

En el primer paso de este método hay que determinar los valores  $SD_{ref}(h_k, I(n))$  de  $SD$  a partir de las mediciones pirheliométricas controladas por ordenador para las horas  $h_k$  y las irradiancias de umbral ficticio  $I(n)$  entre 60 y 240  $W m^{-2}$  (esto significa que  $I(n) = (60 + n) W m^{-2}$  con  $n = 0, 1, 2, \dots, 180$ ). En el segundo paso, el valor horario de  $SD$  del detector,  $SD(h_k)$ , se comparará con  $SD_{ref}(h_k, I(n))$  para encontrar el valor  $n = n_k$  para el cual  $SD(h_k)$  es igual a  $SD_{ref}(h_k, I(n_k))$ , donde  $I(n_k)$  representa el valor del MEIT de la hora  $h_k$ :  $I_m(h_k) = (60 + n_k) W m^{-2}$ . Si no se encuentra directamente  $n_k$ , tendrá que ser interpolado a partir de valores adyacentes.

En el tercer paso se ajustará la tensión de umbral equivalente del registrador si la desviación relativa entre un valor del MEIT  $I_m$  y el umbral ideal de 120  $W m^{-2}$  es superior a  $\pm 20\%$ . El valor medio debería arrojar, por ejemplo, un promedio mensual debido a la gran dispersión de las desviaciones de los valores horarios del MEIT.

El método no es aplicable a horas en las que predominan las transiciones de umbral rápidas; el gradiente medio de una hora debería ser inferior a 5  $W m^{-2} s^{-1}$ . Los valores del MEIT no son representativos del conjunto total de datos correspondientes al período de calibración.

### 8.5.2 **Método de interior**

Dado que en un recinto interior resulta difícil simular la distribución de los flujos solares directo y difuso, solo se puede recomendar una "calibración de reserva", aplicable a los sensores de  $SD$  que tienen una tensión de umbral equivalente ajustable. El equipo de prueba de laboratorio consiste en una fuente de radiación estabilizada (de preferencia con un espectro solar aproximado), un soporte para efectuar un ajuste local preciso del sensor de  $SD$  y un sensor de  $SD$  (cuidadosamente calibrado en exterior) que se emplea como referencia. Los sensores de referencia y de prueba deberían ser del mismo modelo.

Al comienzo del procedimiento de prueba, se dispone el sensor de referencia precisamente en el haz de la lámpara, de manera que la salida analógica o el "heliógrafo de conmutador" habitual indiquen 120  $W m^{-2}$ . A continuación, se sustituye de manera precisa el dispositivo de referencia por el de prueba, cuya tensión de umbral equivalente se ajustará lo necesario para activar el conmutador o para conseguir un equivalente de 120  $W m^{-2}$ . Se comprobará la repetibilidad de los resultados intercambiando repetidas veces los instrumentos.

## 8.6 **MANTENIMIENTO**

El mantenimiento ordinario que efectuarán los técnicos consiste en:

- a) Limpieza: todos los sensores necesitan una limpieza cotidiana de las ventanas de entrada, especialmente los dispositivos de barrido, cuyos ángulos de visión son pequeños. Los instrumentos que no tengan dispositivos para evitar el rocío y la escarcha deberían limpiarse más de una vez en ciertos días.
- b) Comprobación: habría que comprobar diariamente la rotación de las partes (de barrido) especiales, y también los valores de verificación del sistema de adquisición de datos.

- c) Cambios de registro: en el caso de los heliógrafos de Campbell-Stokes se cambiará la cartulina todos los días; en otros dispositivos se reemplazarán periódicamente los registradores de datos apropiados.
- d) Ajustes: hay que efectuar ajustes cuando el fabricante recomienda que se modifique la inclinación del sensor según la estación del año o, eventualmente, después de temporales fuertes.

Los ingenieros o técnicos se encargarán del mantenimiento de las partes especiales de los sensores y de los sistemas de adquisición de datos utilizados, conforme a las instrucciones de los manuales correspondientes.

---

## ANEXO 8.A. ALGORITMO PARA ESTIMAR LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN A PARTIR DE MEDICIONES DE LA IRRADIANCIA GLOBAL DIRECTA

(véase Slob y Monna, 1991)

La estimación del valor de  $SD$  diario se basa en la suma de las fracciones  $f$  a intervalos de 10 minutos, es decir,  $SD = \sum SD_{10'}$ , donde  $SD_{10'} = f \leq 10$  min. En la práctica,  $f = 0$  (insolación nula, cielo cubierto), pero se presta especial atención a los valores tales que  $0 < f < 1$  (parcialmente soleado, parcialmente cubierto). Dado que la correlación entre la  $SD$  y la irradiación global, medida horizontalmente, depende de la elevación del Sol ( $h$ ), la discriminación se efectúa en primer lugar en términos de  $\sin(h)$ .

Son aplicables las variables siguientes:

- $h$  Ángulo de elevación del Sol, en grados
- $G$  Irradiancia global sobre una superficie horizontal, en vatios por metro cuadrado
- $I$  Irradiancia directa sobre una superficie perpendicular a la dirección del Sol, en vatios por metro cuadrado
- $D$  Radiación difusa sobre una superficie horizontal, en vatios por metro cuadrado
- $T_L$  Turbiedad de Linke (adimensional)

Para los valores medidos de  $G$ , se verifica:

- $G$  representa un promedio en 10 minutos de la irradiancia global medida
- $G_{\min}$  representa el valor mínimo de la irradiancia global, medido durante el intervalo de 10 minutos
- $G_{\max}$  representa el valor máximo de la irradiancia global, medido durante el intervalo de 10 minutos ( $G_{\min} \leq G \leq G_{\max}$ )

Ecuaciones utilizadas:

$$G_0 = I_0 \sin(h), I_0 = 1\,367 \text{ W m}^{-2} \text{ (para la irradiancia extraterrestre)}$$

$$I = I_0 \exp(-T_L / (0,9 + 9,4 \sin(h))), I_0 = 1\,367 \text{ W m}^{-2}$$

$$c = (G - D) / (I \sin(h)), \text{ donde}$$

$$T_L = 4 \text{ y}$$

$$D = 1,2 G_{\min} \text{ si } (1,2 G_{\min} < 0,4); \text{ en caso contrario,}$$

$$D = 0,4$$

Elevación del Sol	$\sin(h) < 0,1$ , $h < 5,7^\circ$	$0,1 \leq \sin(h) \leq 0,3$ , $5,7^\circ \leq h \leq 17,5^\circ$	$\sin(h) \geq 0,3$ , $h \geq 17,5^\circ$								
Otros criterios	No hay otros criterios de decisión	Es $G/G_0 \leq \{0,2 + \sin(h)/3 + \exp(-T_L/(0,9 + 9,4 \sin(h)))\}$ con $T_L = 6$ ?		Es $G_{\max}/G_0 < 0,4$ ?							
				Si "sí"		Si "no"					
						Es $G_{\min}/G_0 > \{0,3 + \exp(-T_L/(0,9 + 9,4 \sin(h)))\}$ con $T_L = 10$ ?					
		Si "sí"		Si "no"		Si "sí"		Si "no"			
						Es $G_{\max}/G_0 > \{0,3 + \exp(-T_L/(0,9 + 9,4 \sin(h)))\}$ y $G_{\max} - G_{\min} < 0,1 G_0$ con $T_L = 10$ ?					
				Si "sí"		Si "no"					
						$c < 0$		$0 \leq c \leq 1$		$c > 1$	
Resultado	$f = 0$	$f = 0$	$f = 1$	$f = 0$	$f = 1$	$f = 1$	$f = 0$	$f = c$	$f = 1$		

## ANEXO 8.B. ALGORITMO PARA ESTIMAR LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN A PARTIR DE MEDICIONES DE LA IRRADIANCIA GLOBAL A INTERVALOS DE 1 MINUTO

(método Carpentras; véanse OMM, 1998 y 2012)

Este método, elaborado por el Centro Radiométrico Regional de la OMM de Carpentras (Francia) y descrito por Oliiviéri (OMM, 1998), consta de un algoritmo que calcula la *SD* cada minuto mediante la medición de valores medios de la irradiancia global (*G*) a intervalos de 1 minuto en comparación con un valor umbral ( $G_{thr}$ ) parametrizado por dos coeficientes (*A*, *B*) y la elevación solar *h* (específicamente,  $\sin(h)$ ).

Son aplicables las variables siguientes:

- h* Ángulo de elevación del Sol, en grados (véase el capítulo 7 de la parte I (anexo 7.D))
- G* Irradiancia global sobre una superficie horizontal, en vatios por metro cuadrado (muestreos a intervalos de 1 segundo, promedio a intervalos de 1 minuto)

Ecuaciones utilizadas:

$$G_{thr} = F_c \times \text{Mod}$$

$$\text{Mod} = 1\,080 (\sin(h))^{1,25}$$

$$F_c = A + B \cos(2\pi d/365)$$

donde *Mod* representa la irradiancia global obtenida en un día despejado modelo (sin nubes y con un valor medio de turbiedad);  $F_c$  representa un factor cuyo valor empírico es próximo a 0,7; y *d* es el número del día en la secuencia anual.

El factor  $F_c$ , que generalmente varía entre 0,5 y 0,8, depende de las condiciones climáticas de la ubicación, y los coeficientes *A* y *B* pueden calcularse empíricamente mediante la comparación a largo plazo entre *SD* y las mediciones del pirheliómetro (Morel y otros, 2012). Alternativamente, la presencia de instrumentos cercanos o, mejor aún, en la misma ubicación para medir la turbiedad atmosférica permite determinar el factor  $F_c$  con mayor precisión. Se ha observado que los coeficientes *A* y *B* experimentan variaciones en relación con la latitud (*B* tiende hacia valores negativos para el hemisferio sur, mientras que *A* disminuye con la latitud).

El algoritmo se ejecuta cada minuto y se puede expresar de la siguiente forma:

Elevación del Sol	$h < 3^\circ$	$h \geq 3^\circ$	
Criterios	No hay criterios de decisión	¿Es $G \geq G_{thr}$ ?	
		Si "sí"	Si "no"
Resultado	<i>SD</i> = 0 min	<i>SD</i> = 1 min	<i>SD</i> = 0 min

La elevación solar se debe calcular cada minuto junto con el ángulo horario solar, la ascensión recta y la declinación geocéntrica según las fórmulas astronómicas que figuran en el capítulo 7 de la parte I (anexo 7.D).

El filtrado de datos ( $h \geq 3^\circ$ ) se aplica antes de realizar el ensayo principal y permite filtrar los errores debidos a la imperfección del modelo, la altura del sol (baja altura) y la refracción atmosférica. Se acepta una tolerancia de  $3^\circ$  sobre el horizonte para el requisito de que los detectores *SD* tengan una visión ininterrumpida del Sol durante todo el año. Los errores debidos

al filtrado de datos para  $h$  dan lugar a una ligera subestimación que, al ser sistemática, puede corregirse tras un largo período de mediciones. En OMM (2012) se encontrará una comparación de este método con otros y con datos  $SD$  de referencia.

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Angell, J. K., 1990: "Variation in United States cloudiness and sunshine duration between 1950 and the drought year of 1988", en *Journal of Climate*, vol. 3, págs. 296 a 308.
- Baumgartner, T., 1979: "Die Schwellenintensität des Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes an wolkenlosen Tagen", en *Arbeitsberichte der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt*, núm. 84, Zürich.
- Bider, M., 1958: "Über die Genauigkeit der Registrierungen des Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes", en *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, serie B, vol. 9, núm. 2, págs. 199 a 230.
- Coulson, K. L., 1975: *Solar and Terrestrial Radiation. Methods and Measurements*. Academic Press, Nueva York, págs. 215 a 233.
- Dyson, P., 2003: *Investigation of the Uncertainty of Sunshine Duration in the Solar and Terrestrial Radiation Network*. Instrument Test Report 674, Oficina de Meteorología de la Commonwealth.
- Foster, N. B. y L. W. Foskett, 1953: "A photoelectric sunshine recorder", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 34, págs. 212 a 215.
- Golchert, H. J., 1981: "Mittlere Monatliche Globalstrahlungsverteilungen in der Bundesrepublik Deutschland", en *Meteorologische Rundschau*, 34, págs. 143 a 151.
- Hameed, S. e I. Pittalwala, 1989: "An investigation of the instrumental effects on the historical sunshine record of the United States", en *Journal of Climate*, vol. 2, págs. 101 a 104.
- Hinssen, Y. B. L. y W. H. Knap, 2007: "Comparison of pyranometric and pyrliometric methods for the determination of sunshine duration", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 24, núm. 5, págs. 835 a 846.
- Ikeda, K., T. Aoshima y Y. Miyake, 1986: "Development of a new sunshine-duration meter", en *Journal of the Meteorological Society of Japan*, vol. 64, núm. 6, págs. 987 a 993.
- Jaenicke, R. y F. Kasten, 1978: "Estimation of atmospheric turbidity from the burned traces of the Campbell-Stokes sunshine recorder", en *Applied Optics*, vol. 17, págs. 2617 a 2621.
- Morel, J. P., E. Vuerich, J. Oliviéri y S. Mevel, 2012: "Sunshine duration measurements using the Carpentras method". Reunión de la Red de Referencia para las Mediciones de Radiación en Superficie, Postdam (Alemania), 1 a 3 de agosto de 2012.
- Organización Meteorológica Mundial, 1962: *Abridged Final Report of the Third Session of the Commission for Instruments and Methods of Observation* (WMO-No. 116 R. P. 48). Ginebra.
- , 1982: *Informe final abreviado de la octava reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación* (OMM-Nº 590). Ginebra.
- , 1984a: "Diffuse solar radiation measured by the shade ring method improved by a new correction formula" (K. Dehne), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Cost-effective Meteorological Observations (TECEMO)*. Informe Nº 15 sobre instrumentos y métodos de observación. Ginebra.
- , 1984b: "A new sunshine duration sensor" (P. Lindner), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Cost-effective Meteorological Observations (TECEMO)*. Informe Nº 15 sobre instrumentos y métodos de observación. Ginebra.
- , 1985: "Dependence on threshold solar irradiance of measured sunshine duration" (K. Dehne), en *Papers Presented at the Third WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-III)*. Instruments and Observing Methods Report No. 22 (WMO/TD-No. 50). Ginebra.
- , 1986: *Radiation and Sunshine Duration Measurements: Comparison of Pyranometers and Electronic Sunshine Duration Recorders of RA VI* (G. Major). Instruments and Observing Methods Report No. 16 (WMO/TD-No. 146). Ginebra.
- , 1990: *Informe final abreviado de la décima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación* (OMM-Nº 727). Ginebra.
- , 1998: "Sunshine duration measurement using a pyranometer" (J.C. Oliviéri), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-98)*. Instruments and Observing Methods Report No. 70 (WMO/TD-No. 877). Ginebra.
- , 2010: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-Nº 544), volumen I. Ginebra.
- , 2012: "Updating and development of methods for worldwide accurate measurements of sunshine duration" (E. Vuerich, J.P. Morel, S. Mevel, J. Oliviéri), en *Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2012)*. Instruments and Observing Methods Report No. 109. Ginebra.

- Painter, H. E., 1981: "The performance of a Campbell-Stokes sunshine recorder compared with a simultaneous record of normal incidence irradiance", en *The Meteorological Magazine*, vol. 110, págs. 102 a 109.
- Slob, W. H. y W. A. A. Monna, 1991: *Bepaling van een directe en diffuse straling en van zonneshijnduur uit 10-minuutwaarden van de globale straling*. KNMI TR136, De Bilt.
- Sonntag, D. y K. Behrens, 1992: "Ermittlung der Sonnenscheindauer aus pyranometrisch gemessenen Bestrahlungsstärken der Global-und Himmelsstrahlung", en *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, núm. 181.
- Stanghellini, C., 1981: "A simple method for evaluating sunshine duration by cloudiness observations", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 20, págs. 320 a 323.
-



## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 9. MEDICIÓN DE LA VISIBILIDAD .....	314
9.1 Generalidades .....	314
9.1.1 Definiciones .....	314
9.1.2 Unidades y escalas .....	315
9.1.3 Requisitos meteorológicos .....	315
9.1.4 Métodos de medición .....	316
9.2 Estimación visual del alcance óptico meteorológico .....	319
9.2.1 Generalidades .....	319
9.2.2 Estimación del alcance óptico meteorológico durante el día .....	320
9.2.3 Estimación del alcance óptico meteorológico durante la noche .....	320
9.2.4 Estimación del alcance óptico meteorológico en ausencia de objetos distantes .....	322
9.2.5 Exactitud de las observaciones visuales .....	323
9.3 Medición del alcance óptico meteorológico con instrumentos .....	324
9.3.1 Generalidades .....	324
9.3.2 Instrumentos para medir el coeficiente de extinción .....	324
9.3.3 Instrumentos para medir el coeficiente de dispersión .....	326
9.3.4 Emplazamiento y exposición .....	329
9.3.5 Calibración y mantenimiento .....	329
9.3.6 Fuentes de error en las mediciones del alcance óptico meteorológico y estimaciones de exactitud .....	330
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	334

## CAPÍTULO 9. MEDICIÓN DE LA VISIBILIDAD

### 9.1 GENERALIDADES

#### 9.1.1 Definiciones

La visibilidad se definió por primera vez con fines meteorológicos como una magnitud que debe estimar un observador humano, y las observaciones así realizadas tienen diversas y numerosas aplicaciones. Sin embargo, la estimación de la visibilidad abarca muchos factores subjetivos y físicos, y la magnitud meteorológica esencial, que es la transparencia de la atmósfera, puede medirse objetivamente, y está representada por el alcance óptico meteorológico (MOR, por sus siglas en inglés).

El *alcance óptico meteorológico* es la longitud del trayecto en la atmósfera, necesario para reducir el flujo luminoso de un haz colimado procedente de una lámpara de incandescencia, a una temperatura de color de 2 700 K, hasta el 5% de su valor inicial, evaluándose el flujo luminoso por medio de la función de luminosidad fotométrica de la Comisión Internacional de Iluminación (CII).

La *visibilidad*, la *visibilidad meteorológica (durante el día)* y la *visibilidad meteorológica durante la noche*<sup>1</sup> se definen como la máxima distancia a la que puede verse y reconocerse un objeto negro de dimensiones adecuadas (situado cerca del suelo) cuando se observa contra un fondo de cielo durante el día o que podría verse y reconocerse durante la noche si la iluminación general se elevase al nivel diurno normal (OMM, 1992a y 2010a).

El *alcance visual (meteorológico)* es la distancia a la que el contraste entre un objeto y su fondo es exactamente igual al umbral de contraste visual de un observador (OMM, 1992a).

La *luz del aire* es la luz procedente del Sol y el cielo que se difunde hacia los ojos de un observador por las partículas suspendidas en la atmósfera (y, hasta cierto punto, por moléculas del aire) que se encuentran en el cono de visión del observador. Es decir, la luz del aire llega al ojo en la misma forma que la radiación celeste difusa llega a la superficie terrestre. La luz del aire es el principal factor que limita la visibilidad horizontal diurna de objetos negros, porque sus contribuciones, integradas a lo largo del cono de visión entre el ojo y el objeto, elevan la luminancia aparente de un objeto negro suficientemente alejado a un nivel indistinguible desde el cielo del fondo. A diferencia de la estimación subjetiva, la mayor parte de la luz del aire que penetra en el ojo del observador tiene su origen en porciones de su cono de visión que se encuentran bastante cerca de él.

Las cuatro magnitudes fotométricas siguientes se definen en detalle en diversas normas, tales como las de la Comisión Electrotécnica Internacional (IEC, 1987):

- a) El *flujo luminoso* (símbolo:  $F$  (o  $\Phi$ ), unidad: lumen) es una magnitud que se obtiene a partir del flujo radiante, evaluando la radiación con arreglo a su acción sobre el observador fotométrico estándar de la CII.
- b) La *intensidad luminosa* (símbolo:  $I$ , unidad: candela o lúmenes por estereorradián) es el flujo luminoso por unidad de ángulo sólido.

---

<sup>1</sup> Con objeto de evitar confusiones, por regla general, la visibilidad durante la noche no debería definirse como “la distancia máxima a la que pueden ser vistas e identificadas (...) las luces de intensidad moderada de terminal” (véase el *Informe final abreviado de la undécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación* (OMM-Nº 807)). Si las observaciones sobre visibilidad tuvieran que hacerse sobre la base de una evaluación de las fuentes de luz, se recomienda definir el alcance visual especificando con precisión la intensidad adecuada de luz y su aplicación, como en el caso del alcance visual en pista. Sin embargo, en su undécima reunión, la CIMO acordó seguir investigando en los ámbitos que así lo requirieran, para resolver las dificultades prácticas que plantea la aplicación de esta definición.

- c) La *luminancia* (símbolo:  $L$ , unidad: candelas por metro cuadrado) es la intensidad luminosa por unidad de superficie.
- d) La *iluminancia* (símbolo:  $E$ , unidad: lux o lúmenes por metro cuadrado) es el flujo luminoso por unidad de superficie.

El *coeficiente de extinción* (símbolo  $\sigma$ ) es la proporción de flujo luminoso perdido por un haz colimado, emitido por una fuente incandescente a una temperatura de color de 2 700 K, al recorrer el trayecto de una unidad de distancia en la atmósfera. El coeficiente es una medida de atenuación debida a la absorción y a la dispersión.

El *contraste de luminancia* (símbolo  $C$ ) es el cociente de la diferencia entre la luminancia de un objeto y su fondo, y la luminancia del fondo.

El *umbral de contraste* (símbolo  $\varepsilon$ ) es el valor mínimo del contraste de luminancia que puede detectar el ojo humano, es decir, el valor que permite distinguir un objeto de su fondo. El umbral de contraste varía según el individuo.

El *umbral de iluminancia* (símbolo  $E_v$ ), es la mínima iluminancia, en el ojo, para la detección de focos luminosos puntuales en un fondo de luminancia especificada. Por lo tanto, el valor  $E_v$ , varía según las condiciones de iluminación.

El *factor de transmisión* (símbolo  $T$ ) se define, para un haz colimado procedente de un foco incandescente a una temperatura de color de 2 700 K, como la fracción de flujo luminoso que permanece en el haz después de atravesar un recorrido óptico de determinada longitud en la atmósfera. El factor de transmisión se denomina también coeficiente de transmisión. Los términos transmitancia o fuerza transmisiva de la atmósfera se utilizan también cuando está definido el trayecto, es decir, cuando tiene una longitud específica (por ejemplo, en el caso del transmisómetro). En este caso,  $T$  se multiplica a menudo por 100 y se expresa en porcentaje.

Un *aeródromo* es un área definida de tierra o de agua (que incluye todas sus edificaciones, instalaciones y equipos) destinada total o parcialmente a la llegada, salida y movimiento en superficie de aeronaves (Organización de Aviación Civil Internacional, 2013).

### 9.1.2 Unidades y escalas

La visibilidad meteorológica o MOR se expresa en metros o kilómetros. La distancia de medición varía según la aplicación. En tanto que para los fines de la meteorología sinóptica la escala de lecturas del MOR se extiende desde menos de 100 m hasta más de 70 km, el rango de medición puede ser más restringido en otras aplicaciones. Así ocurre con la aviación civil, donde el límite superior puede ser de 10 km. Este rango puede reducirse aún más cuando se aplica a la medición del alcance visual en pista en condiciones de aterrizaje y despegue con visibilidad reducida. Para el alcance visual en pista solo se requiere entre 50 y 1 500 m (véase el capítulo 2 de la parte II). Para otras aplicaciones, como el tráfico por carretera o marítimo, pueden aplicarse diferentes límites, según las necesidades y los lugares en que se efectúen las mediciones.

Los errores de medición de la visibilidad aumentan en proporción con la misma, lo cual se tiene en cuenta en las escalas de medición. Tal hecho se refleja en la clave utilizada para los informes sinópticos, empleando tres segmentos lineales con una resolución decreciente, a saber, de 100 m a 5 000 m en intervalos de 100 m, de 6 km a 30 km en intervalos de 1 km, y de 35 km a 70 km en intervalos de 5 km. Esta escala permite comunicar la visibilidad con una resolución mejor que la exactitud de la medición, salvo cuando la visibilidad es inferior a unos 1 000 m.

### 9.1.3 Requisitos meteorológicos

El concepto de visibilidad se utiliza ampliamente en meteorología de dos modos diferentes. En primer lugar, es uno de los elementos que sirven para identificar las características de una masa de aire, especialmente para las necesidades de la meteorología sinóptica y la climatología. En

este caso, la visibilidad debe ser representativa del estado óptico de la atmósfera. En segundo término, es una variable operativa que corresponde a criterios específicos o aplicaciones especiales. Para este fin, se expresa directamente en términos de la distancia a la que pueden verse señales o luces específicas.

Una de las aplicaciones especiales más importantes corresponde a los servicios meteorológicos para la aviación (véase el capítulo 2 de la parte II).

La medición de la visibilidad utilizada en meteorología debería estar exenta de la influencia de condiciones extrameteorológicas, pero relacionada simplemente con los conceptos intuitivos de visibilidad y con la distancia a la que pueden verse objetos comunes en condiciones normales. El alcance óptico meteorológico se ha definido para atender tales requisitos, es adecuado para métodos instrumentales de día y de noche, y tiene relaciones bien comprendidas con otras mediciones de visibilidad. El MOR ha sido adoptado oficialmente por la OMM como la medición de la visibilidad para usos generales y aeronáuticos (OMM, 2014). También ha sido reconocido por la Comisión Electrotécnica Internacional (IEC, 1987) para aplicaciones relativas a óptica atmosférica y señalización visual.

El MOR está relacionado con la noción intuitiva de visibilidad a través del umbral de contraste. En 1924, Koschmieder, seguido por Helmholtz, propuso un valor de 0,02 para  $\epsilon$ . Otros autores han propuesto valores distintos, que varían entre 0,007 7 y 0,06, e incluso 0,2. El valor más pequeño produce una estimación mayor de la visibilidad en determinadas condiciones atmosféricas. Para fines aeronáuticos, se acepta que  $\epsilon$  es mayor que 0,02, y se considera como 0,05 puesto que, para un piloto, el contraste de un objeto (señales en la pista) con respecto al terreno circundante es muy inferior al de un objeto contra el horizonte. Se supone que cuando un observador puede ver y reconocer un objeto negro contra el horizonte, el contraste aparente del objeto es 0,05 y, conforme se explica a continuación, esto lleva a la elección de 0,05 como factor de transmisión adoptado en la definición del MOR.

En el capítulo 1 de la parte I se tratan los requisitos de incertidumbre.

#### 9.1.4 Métodos de medición

La visibilidad es un fenómeno psicofísico complejo, regido principalmente por el coeficiente de extinción atmosférica asociado con partículas sólidas y líquidas mantenidas en suspensión en la atmósfera; la extinción se debe principalmente a la dispersión, más que a la absorción de la luz. Su estimación está sujeta a variaciones en la percepción individual y en la capacidad interpretativa, así como en las características del foco luminoso y el factor de transmisión. Por consiguiente, toda estimación visual de la visibilidad es subjetiva.

Cuando la visibilidad es estimada por un observador humano no depende solo de las características fotométricas y de las dimensiones del objeto que se percibe, o debe percibirse, sino también del umbral de contraste del observador. De noche, depende de la intensidad de los focos luminosos, de la iluminancia de fondo y, si es estimada por un observador, de la adaptación a la oscuridad de los ojos del observador y del umbral de iluminancia de este. La estimación de la visibilidad durante la noche es particularmente problemática. En la sección 9.1.1, la primera definición de visibilidad durante la noche se da en términos de visibilidad equivalente de día, para tener la seguridad de que no se producen cambios artificiales al estimar la visibilidad al amanecer o al anochecer. La segunda definición tiene aplicaciones prácticas, especialmente con fines aeronáuticos, pero no es la misma que la primera, y normalmente da resultados distintos. Por supuesto, ambas son imprecisas.

Hay métodos instrumentales para medir el coeficiente de extinción a partir del cual puede calcularse el MOR. Esto permite calcular la visibilidad, conociendo los umbrales de contraste y de iluminancia, o asignándoles valores convenidos. En Sheppard (1983) se señala que:

[p]ara atenerse estrictamente a la definición (del MOR) habría que montar un proyector y un receptor de características espectrales apropiadas en dos

plataformas que pudieran separarse, por ejemplo a lo largo de una vía férrea, hasta que la transmitancia sea del 5 por ciento. Cualquier otro método da solo una estimación del MOR.

Sin embargo, se utilizan instrumentos fijos porque se supone que el coeficiente de extinción es independiente de la distancia. Algunos instrumentos miden la atenuación directamente, y otros miden la dispersión de la luz para obtener el coeficiente de extinción. Esto se describe en la sección 9.3. El breve análisis de la física de la visibilidad, en este capítulo, puede ser útil para comprender las relaciones entre las diversas mediciones del coeficiente de extinción, y para considerar los instrumentos utilizados para medirlo.

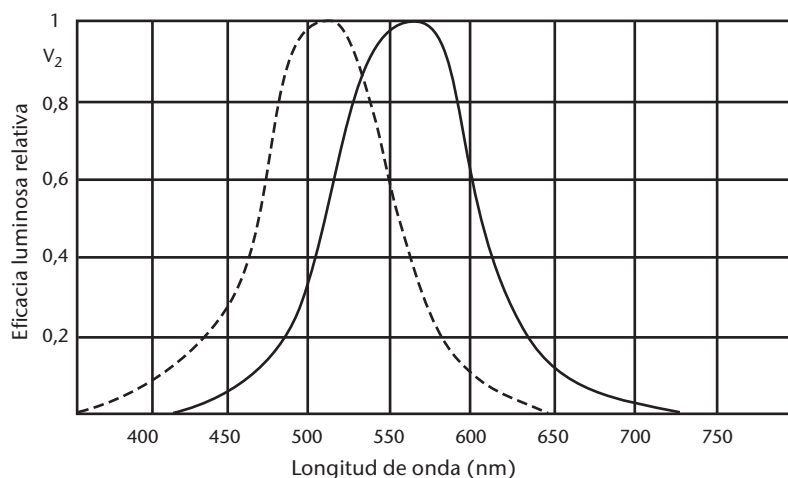
### Percepción visual: visión fotópica y escotópica

Las condiciones de percepción visual se basan en la medición de la eficiencia fotópica del ojo humano con respecto a la radiación monocromática en el espectro de luz visible. Los términos *visión fotópica* y *visión escotópica* se refieren a las condiciones diurnas y nocturnas, respectivamente.

El adjetivo *fotópico* se refiere al estado de adaptación del ojo a las condiciones diurnas de luminancia ambiente. De manera más precisa, el estado fotópico se define como la respuesta visual de un observador con visión normal al estímulo luminoso incidente sobre la fóvea retiniana (la parte central más sensible de la retina). La fóvea permite distinguir detalles finos y colores en estas condiciones de adaptación.

En el caso de visión fotópica (visión por medio de la fóvea), la eficacia luminosa relativa del ojo varía con la longitud de onda de la luz incidente. La eficacia luminosa del ojo en la visión fotópica presenta un máximo para la longitud de onda de 555 nm. La curva de respuesta para la eficacia relativa del ojo en las diversas longitudes de onda del espectro visible puede establecerse tomando como valor de referencia la eficacia a una longitud de onda de 555 nm. Así se obtiene la curva de la figura 9.1, adoptada por la CIE para un observador normal.

Se dice que la visión nocturna es escotópica (visión en que intervienen los bastones de la retina en lugar de la fóvea). Los bastones, la parte periférica de la retina, no tienen sensibilidad a colores ni a detalles finos, pero son particularmente sensibles a intensidades luminosas bajas. En la visión escotópica, la máxima eficacia luminosa corresponde a una longitud de onda de 507 nm.



**Figura 9.1.** Eficacia luminosa relativa del ojo humano para la radiación monocromática. La línea continua indica la visión durante el día, mientras que la línea de puntos se refiere a la visión nocturna.

Para la visión escotópica se requiere un largo período de adaptación, de hasta 30 minutos, en tanto que para la visión fotópica se necesitan solo 2 minutos.

### Ecuaciones básicas

Las ecuaciones básicas para medir la visibilidad son las de la ley de Bouguer-Lambert:

$$F = F_0 e^{-\sigma x} \quad (9.1)$$

donde  $F$  es el flujo luminoso recibido tras una longitud de trayecto  $x$  en la atmósfera y  $F_0$  es el flujo para  $x = 0$ . Diferenciando, se obtiene:

$$\sigma = \frac{-dF}{F} \cdot \frac{1}{dx} \quad (9.2)$$

Obsérvese que esta ley es válida únicamente para la luz monocromática, pero puede aplicarse a un flujo espectral con buena aproximación. El factor de transmisión es:

$$T = F/F_0 \quad (9.3)$$

Las relaciones matemáticas entre el MOR y las diversas variables que representan el estado óptico de la atmósfera pueden deducirse de la ley de Bouguer-Lambert. La relación entre el factor de transmisión y el MOR es válida para las gotitas de niebla, pero cuando la visibilidad se reduce a causa de otros hidrometeoros, como la lluvia o la nieve, o litometeoros, como la ventisca alta de arena, los valores del MOR deberían tratarse con más atención.

A partir de las ecuaciones 9.1 y 9.3 puede escribirse:

$$T = F / F_0 = e^{-\sigma x} \quad (9.4)$$

Si se aplica esta ley a la definición del MOR,  $T = 0,05$ , entonces  $x = P$  y puede escribirse lo siguiente:

$$T = 0,05 = e^{-\sigma P} \quad (9.5)$$

Por lo tanto, la relación matemática del MOR respecto del coeficiente de extinción es:

$$P = (1/\sigma) \cdot \ln(1/0,05) \approx 3/\sigma \quad (9.6)$$

donde  $\ln$  es el logaritmo en base  $e$  o logaritmo natural. Combinando la ecuación 9.4, después de deducida de la ley de Bouguer-Lambert, y la ecuación 9.6, se obtiene la siguiente ecuación:

$$P = x \cdot \ln(0,05)/\ln(T) \quad (9.7)$$

Esta fórmula se utiliza como base para medir el MOR con transmisómetros, en donde  $x$  es, en este caso, igual a la línea de base del transmisómetro  $a$  en la ecuación 9.14.

### Visibilidad meteorológica diurna

El contraste de luminancia es:

$$C = \frac{L_b - L_h}{L_h} \quad (9.8)$$

donde  $L_h$  es la luminancia del horizonte y  $L_b$  es la luminancia del objeto.

La luminancia del horizonte tiene su origen en la luz de aire difusa procedente de la atmósfera a lo largo de la línea de visibilidad del observador.

Cabría señalar que si el objeto es más oscuro que el horizonte, entonces  $C$  es negativo, y si el objeto es negro ( $L_b = 0$ ) entonces  $C = -1$ .

Koschmieder estableció en 1924 una relación, conocida posteriormente como ley de Koschmieder, entre el contraste aparente ( $C_x$ ) de un objeto, visto contra el cielo sobre el horizonte

por un observador distante, y su contraste inherente ( $C_0$ ), es decir, el contraste que tendría el objeto contra el horizonte visto desde una distancia muy corta. La relación de Koschmieder puede expresarse así:

$$C_x = C_0 e^{-\sigma x} \quad (9.9)$$

Esta relación es válida siempre y cuando el coeficiente de dispersión sea independiente del ángulo del acimut, y que haya iluminación uniforme a lo largo de todo el trayecto entre el observador, el objeto y el horizonte.

Cuando se ve un objeto negro contra el horizonte ( $C_0 = -1$ ), y el contraste aparente es de  $-0,05$ , la ecuación 9.9 se reduce a:

$$0,05 = e^{-\sigma x} \quad (9.10)$$

Si se compara este resultado con la ecuación 9.5, se verá que cuando la magnitud del contraste aparente de un objeto negro, visto contra el horizonte, es 0,05, ese objeto se encuentra en el MOR ( $P$ ).

### Visibilidad meteorológica nocturna

La distancia a que puede verse de noche una luz (señal de visibilidad nocturna) no está simplemente relacionada con el MOR. No solo depende del MOR y de la intensidad de la luz, sino también de la iluminancia en el ojo del observador procedente de otras fuentes luminosas.

En 1876, Allard propuso la ley de atenuación de la luz desde un foco puntual de intensidad conocida ( $I$ ) como una función de la distancia ( $x$ ) y del coeficiente de extinción ( $\sigma$ ). La iluminancia ( $E$ ) de un foco luminoso puntual viene dada por:

$$E = I \cdot x^{-2} \cdot e^{-\sigma x} \quad (9.11)$$

Cuando la luz es apenas visible,  $E = E_t$  y puede escribirse:

$$\sigma = (1/x) \cdot \ln \left\{ I / (E_t \cdot x^2) \right\} \quad (9.12)$$

Teniendo en cuenta que  $P = (1/\sigma) \cdot \ln (1/0,05)$  en la ecuación 9.6, puede escribirse:

$$P = x \cdot \ln(1/0,05) / \ln \left( I / (E_t \cdot x^2) \right) \quad (9.13)$$

Esta relación entre el MOR y la distancia a la que pueden verse las luces se presenta en la sección 9.2.3. La aplicación de esta ecuación a las observaciones visuales se describe en la sección 9.2.

## 9.2 ESTIMACIÓN VISUAL DEL ALCANCE ÓPTICO METEOROLÓGICO

### 9.2.1 Generalidades

Un observador meteorológico puede medir la estimación visual del MOR utilizando objetos naturales o artificiales (grupos de árboles, rocas, torres, campanarios, iglesias, faros, etc.).

Cada estación debería preparar un diagrama o plano de los objetos utilizados para las observaciones, mostrando sus distancias y posiciones con respecto al observador. El plano habría de incluir los objetos adecuados para las observaciones diurnas y nocturnas. El observador ha de prestar también especial atención a las variaciones direccionales significativas del MOR.

Las observaciones deberían hacerlas observadores con visión "normal", debidamente entrenados y, además, deberían realizarse habitualmente sin ayuda de ningún sistema óptico adicional (prismáticos, telescopio, teodolitos, etc.) y, preferiblemente, no a través de una ventana, sobre todo cuando se observan los objetos por la noche. Sería preciso que el ojo del observador



se encontrase a una altura normal sobre el suelo (alrededor de 1,5 m); por consiguiente, las observaciones no deberían efectuarse desde plantas superiores de torres de control u otros edificios elevados. Esto es particularmente importante cuando la visibilidad es deficiente.

Cuando la visibilidad varía entre diferentes direcciones, el valor registrado o comunicado puede depender del uso que se piense hacer del informe. En los mensajes sinópticos, debería comunicarse el valor más bajo, pero en los informes para la aviación habría que seguir las orientaciones dadas en OMM (2014).

### 9.2.2 **Estimación del alcance óptico meteorológico durante el día**

En las observaciones diurnas, las estimaciones visuales constituyen una buena aproximación del verdadero valor del MOR.

Siempre que reúnan los requisitos que se especifican a continuación, para las observaciones diurnas debería seleccionarse el mayor número posible de objetos a diferentes distancias y elegirse únicamente objetos negros, o casi negros, que resalten sobre el horizonte contra el cielo. Los objetos de color claro o situados cerca de un fondo terrestre deberían evitarse en la medida de lo posible. Esta precaución es particularmente importante cuando el sol da directamente sobre el objeto. Si el albedo de este no excede del 25% aproximadamente, no se producirá un error superior al 3% cuando el cielo esté cubierto, pero podría ser mucho mayor si brilla el sol. Así pues, un edificio de color blanco no constituiría una referencia apropiada, pero en cambio un grupo de árboles oscuros sería adecuado, excepto cuando estuviera fuertemente iluminado por la luz solar. Si ha de utilizarse un objeto situado contra un fondo terrestre, tendría que hallarse bastante separado del fondo, es decir, a una distancia de al menos la mitad de la que existe entre el objeto y el punto de observación. Un árbol situado en el borde de un bosque, por ejemplo, no representaría una referencia apropiada para observaciones de visibilidad.

Para que las observaciones sean representativas deberían efectuarse utilizando objetos que abarquen un ángulo superior a  $0,5^\circ$  desde el ojo del observador. Un objeto que abarque un ángulo inferior a este se hace invisible a una distancia menor que otros de mayores dimensiones en las mismas circunstancias. Puede ser útil advertir que un orificio de 7,5 mm de diámetro practicado en una cartulina y mantenido a la distancia del brazo abarca este ángulo aproximadamente; por lo tanto, un objeto de referencia visual observado a través de una abertura de este tipo debe ocuparla por completo. Al mismo tiempo, sin embargo, un objeto de esta clase no debería abarcar un ángulo superior a  $5^\circ$ .

### 9.2.3 **Estimación del alcance óptico meteorológico durante la noche**

A continuación se describen varios métodos que pueden utilizarse para estimar el MOR por la noche a partir de observaciones visuales de la distancia de percepción de fuentes luminosas.

Cualquier fuente de luz puede emplearse como objeto de visibilidad, siempre que la intensidad en la dirección de observación esté bien definida y sea conocida. No obstante, por lo general es conveniente utilizar luces que puedan considerarse como fuentes puntuales, y cuya intensidad no sea mayor en ninguna dirección que en otra, y no se encuentre confinada en un ángulo sólido demasiado pequeño. Debe tenerse cuidado para garantizar la estabilidad óptica y mecánica de la fuente luminosa.

Sería necesario establecer una clara distinción entre las fuentes conocidas como focos puntuales, en cuyas proximidades no existan otras fuentes o áreas luminosas, y los grupos de luces, aun cuando estén separados entre sí. En el último caso, una disposición de tal naturaleza puede afectar a la visibilidad de cada fuente considerada por separado. Para las mediciones de la visibilidad por la noche, únicamente se recomienda el empleo de focos puntuales debidamente distribuidos.

Debería advertirse que las observaciones nocturnas, utilizando objetos iluminados, pueden resultar afectadas en gran medida por la iluminación de los alrededores, por efectos fisiológicos



de deslumbramiento y por otras luces, aun cuando estas se encuentren fuera del campo de visión y, más específicamente, si la observación se realiza a través de una ventana. Así pues, solo puede realizarse una observación precisa y fiable desde una posición en la oscuridad y debidamente elegida.

Por otra parte, no puede pasarse por alto la importancia que revisten los factores fisiológicos, ya que constituyen una considerable fuente de dispersión de las mediciones. Es esencial que las efectúen únicamente observadores cualificados dotados de visión normal. Además, es preciso dejar transcurrir un período (generalmente de 5 a 15 minutos) de adaptación, durante el cual los ojos se acostumbren a la oscuridad.

A efectos prácticos, la relación entre la distancia de percepción de una fuente luminosa por la noche y el valor del MOR puede expresarse de dos modos diferentes:

- a) para cada valor del MOR, dando el valor de intensidad luminosa del foco, de modo que exista una correspondencia directa entre la distancia a la que es apenas visible y el valor del MOR;
- b) para un foco de determinada intensidad luminosa, dando la correspondencia entre la distancia de percepción de la luz y el valor del MOR.

Este segundo método es más sencillo y también más práctico, puesto que no sería fácil instalar focos luminosos de distinta intensidad a distancias diferentes. El método entraña la utilización de focos luminosos ya existentes o que se instalen en torno a la estación, y la sustitución de  $I$ ,  $x$  y  $E_t$  en la ecuación 9.13 por los valores correspondientes para las fuentes luminosas disponibles. De esta forma, los Servicios Meteorológicos pueden establecer cuadros para los valores del MOR en función de la luminancia de fondo y de las fuentes de luz de intensidad conocida. Los valores que deben asignarse al umbral de iluminancia  $E_t$  varían considerablemente de acuerdo con la luminancia ambiente. Deberían utilizarse los valores siguientes, considerados como valores medios del observador:

- a)  $10^{-6.0}$  luxes en el crepúsculo y al amanecer, o cuando exista una luz apreciable procedente de fuentes artificiales;
- b)  $10^{-6.7}$  luxes con la luz de la luna o cuando no haya oscurecido aún del todo;
- c)  $10^{-7.5}$  luxes en completa oscuridad o cuando no haya más luz que la de las estrellas.

En los cuadros 9.1 y 9.2 figuran las relaciones entre el MOR y la distancia de percepción de fuentes luminosas para cada uno de los métodos anteriores con condiciones de observación distintas. Han sido elaborados para orientar a los Servicios Meteorológicos en la selección o instalación de luces para la observación de la visibilidad nocturna y en la preparación de instrucciones relativas al cálculo de los valores del MOR para sus observadores.

Una bombilla incandescente normal de 100 W proporciona un foco luminoso de 100 cd aproximadamente.

En vista de las sustanciales diferencias producidas por variaciones relativamente pequeñas en los valores del umbral visual de iluminancia y por diferentes condiciones de iluminación general, es evidente que la finalidad del cuadro 9.2 no es proporcionar un criterio absoluto de visibilidad, sino indicar la necesidad de calibración de las luces empleadas para la estimación nocturna del MOR, y asegurar en la mayor medida posible, que las observaciones nocturnas efectuadas en diferentes lugares y por distintos Servicios sean comparables.

**Cuadro 9.1. Relación entre el MOR y la intensidad de una fuente puntual apenas visible para tres valores de  $E_t$** 

MOR	<i>Intensidad luminosa (en candelas) de lámparas apenas visibles a las distancias indicadas en la columna P</i>		
<i>P</i> (m)	<i>Crepúsculo</i> ( $E_t = 10^{-6.0}$ )	<i>Luz lunar</i> ( $E_t = 10^{-6.7}$ )	<i>Oscuridad completa</i> ( $E_t = 10^{-7.5}$ )
100	0,2	0,04	0,006
200	0,8	0,16	0,025
500	5	1	0,16
1 000	20	4	0,63
2 000	80	16	2,5
5 000	500	100	16
10 000	2 000	400	63
20 000	8 000	1 600	253
50 000	50 000	10 000	1 580

**Cuadro 9.2. Relación entre el MOR y la distancia a la cual es apenas visible una fuente puntual de 100 cd para tres valores de  $E_t$** 

MOR	<i>Distancia de percepción (en metros) de una lámpara de 100 cd en función del valor del MOR</i>		
<i>P</i> (m)	<i>Crepúsculo</i> ( $E_t = 10^{-6.0}$ )	<i>Luz lunar</i> ( $E_t = 10^{-6.7}$ )	<i>Oscuridad completa</i> ( $E_t = 10^{-7.5}$ )
100	250	290	345
200	420	500	605
500	830	1 030	1 270
1 000	1 340	1 720	2 170
2 000	2 090	2 780	3 650
5 000	3 500	5 000	6 970
10 000	4 850	7 400	10 900
20 000	6 260	10 300	16 400
50 000	7 900	14 500	25 900

#### 9.2.4 **Estimación del alcance óptico meteorológico en ausencia de objetos distantes**

En ciertos lugares (llanuras abiertas, barcos, etc.), o cuando el horizonte esté limitado (valle u hondonada), o donde no haya objetos situados a distancia tal que permita determinar la visibilidad, es imposible hacer estimaciones directas, salvo para visibilidades relativamente bajas. En tales casos, a menos que se disponga de métodos instrumentales, los valores del MOR superiores a aquellos para los que existen puntos de referencia han de estimarse a partir de la transparencia general de la atmósfera. Esto puede hacerse registrando el grado de claridad con el que se distinguen los objetos de visibilidad más lejanos. La distinción de perfiles y rasgos característicos, con pequeña o ninguna difuminación de colores, constituye una indicación de

que el MOR es superior a la distancia entre el objeto de visibilidad y el observador. Por otra parte, la observación de objetos de visibilidad indistinguibles es una indicación de la presencia de calima o de otros fenómenos que reducen el MOR.

### 9.2.5 Exactitud de las observaciones visuales

#### Generalidades

Las observaciones de objetos deberían efectuarlas observadores debidamente entrenados y dotados de lo que generalmente se denomina visión normal. Este factor humano tiene considerable importancia en la estimación de la visibilidad en condiciones atmosféricas determinadas, puesto que la capacidad de percepción y de interpretación visual varía de una persona a otra.

#### Exactitud de las estimaciones visuales del alcance óptico meteorológico durante el día

Las observaciones muestran que las estimaciones del MOR basadas en mediciones instrumentales concuerdan razonablemente con las estimaciones de visibilidad durante el día. La visibilidad y el MOR deberían ser iguales si el umbral de contraste del observador es de 0,05 (utilizando el criterio de reconocimiento) y el coeficiente de extinción es el mismo en las proximidades del instrumento y del observador.

Analizando 1 000 mediciones, Middleton (1952) llegó a la conclusión de que el umbral medio de relación de contraste en un grupo de 10 jóvenes aviadores entrenados como observadores meteorológicos era de 0,033, con un rango, para las distintas observaciones, que variaba entre menos de 0,01 y más de 0,2. En Sheppard (1983) se señala que cuando se representan los datos de Middleton en una escala logarítmica muestran una buena concordancia con una distribución gaussiana. Si los datos de Middleton representan condiciones de observación normales, cabe esperar que las estimaciones de visibilidad durante el día sean aproximadamente un 14% superiores, por término medio, a las del MOR con una desviación típica del 20% del MOR. Estos cálculos concuerdan perfectamente con los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad (OMM, 1990), en la que se observó que durante el día las estimaciones de visibilidad de los observadores eran un 15% superiores a las mediciones instrumentales del MOR. El rango intercuartílico de las diferencias entre el observador y los instrumentos fue del orden del 30% del MOR medido, que corresponde a una desviación típica del 22%, aproximadamente, si la distribución es gaussiana.

#### Exactitud de las estimaciones visuales del alcance óptico meteorológico durante la noche

En el cuadro 9.2 de la sección 9.2.3 puede verse fácilmente lo erróneos que pueden llegar a ser los valores del MOR si se basan simplemente en la distancia a la que es visible la luz ordinaria, sin tener debidamente en cuenta la intensidad de la luz y las condiciones de visión. Esto pone de relieve la importancia de dar instrucciones precisas y explícitas a los observadores y de dispensar formación para las observaciones de visibilidad.

Debe señalarse que, en la práctica, no siempre es fácil utilizar los métodos y los cuadros descritos anteriormente para preparar diagramas de objetos luminosos. Los focos luminosos utilizados como objetos no se encuentran necesariamente bien situados pues su intensidad no es estable o conocida, ni constituyen siempre fuentes puntuales. Con respecto a este último aspecto, las luces pueden consistir en haces anchos o estrechos, agrupados, o incluso de diferentes colores con respecto a los cuales difiere la sensibilidad del ojo. Debe tenerse gran cautela en el uso de tales luces.

La estimación del alcance visual de las luces puede producir estimaciones fiables de visibilidad únicamente de noche, cuando las luces y su fondo se eligen cuidadosamente, las condiciones de visión del observador se controlan con sumo cuidado y puede consagrarse considerable tiempo a la observación, para tener la seguridad de que los ojos del observador se adaptan plenamente

a las condiciones de visión. Los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (OMM, 1990) muestran que durante las horas de oscuridad, las estimaciones de visibilidad de los observadores eran aproximadamente un 30% más altas que las mediciones instrumentales del MOR. El rango intercuartílico de diferencias entre el observador y los instrumentos fue solo ligeramente mayor que el observado durante el día (entre el 35% y el 40%, aproximadamente, del MOR medido).

### 9.3 **MEDICIÓN DEL ALCANCE ÓPTICO METEOROLÓGICO CON INSTRUMENTOS**

#### 9.3.1 **Generalidades**

La adopción de ciertas hipótesis permite convertir las mediciones con instrumentos en el MOR. No siempre conviene utilizar un instrumento para las mediciones diurnas si en las observaciones directas puede emplearse un número adecuado de objetos de visibilidad. Sin embargo, un instrumento para la medición de la visibilidad es con frecuencia útil en las observaciones nocturnas, o cuando no se dispone de objetos de visibilidad, o bien para sistemas automáticos de observación. Los instrumentos para la medición del MOR pueden clasificarse en una de las dos categorías siguientes:

- a) los que miden el coeficiente de extinción o el factor de transmisión de un cilindro horizontal de aire, donde la atenuación de la luz se debe tanto a la dispersión como a la absorción por partículas en el aire a lo largo del trayecto del haz luminoso;
- b) los que miden el coeficiente de dispersión de la luz de un pequeño volumen de aire; en la niebla natural, la absorción es con frecuencia insignificante y puede considerarse que el coeficiente de dispersión es el mismo que el coeficiente de extinción.

Ambas categorías comprenden instrumentos utilizados para mediciones visuales por un observador e instrumentos que utilizan una fuente luminosa y un dispositivo electrónico con una célula fotoeléctrica o un fotodiodo para detectar el haz de luz emitido. El principal inconveniente de los tipos visuales es que pueden producirse sustanciales errores si el observador no dispone de tiempo suficiente para que sus ojos se adapten a las condiciones (particularmente de noche).

A continuación se describen las principales características de estas dos categorías de instrumentos para medir el MOR.

#### 9.3.2 **Instrumentos para medir el coeficiente de extinción**

##### **Instrumentos telefotométricos**

Se han diseñado diversos telefotómetros para efectuar la medición diurna del coeficiente de extinción comparando la luminancia aparente de un objeto distante con la del fondo celeste (por ejemplo, telefotómetro de Lohle), pero no se utilizan normalmente para las mediciones corrientes debido a que, como ya se ha dicho, es preferible emplear las observaciones visuales directas. No obstante, estos instrumentos pueden ser útiles para extrapolar el MOR más allá del objeto más alejado.

##### **Medidor de extinción visual**

Es un instrumento que se utiliza muy fácilmente de noche, con una luz distante que reviste la forma de un filtro neutro graduado, que reduce la luz en una proporción conocida y puede ajustarse hasta que la luz empieza a dejar de ser visible. La indicación del medidor proporciona una medida de la transparencia del aire entre la luz y el observador y, a partir de esta, puede calcularse el coeficiente de extinción. La exactitud global depende fundamentalmente de las variaciones de sensibilidad del ojo y de las fluctuaciones de la intensidad radiante del foco luminoso. El error aumenta proporcionalmente al MOR.

La ventaja de este instrumento es que permite medir valores del MOR con razonable grado de exactitud en una distancia de 100 m a 5 km, utilizando solamente tres luces bien espaciadas, en tanto que sin él, si se quiere lograr el mismo grado de exactitud, es indispensable emplear una serie más compleja de luces. Sin embargo, el método de utilización de este instrumento (determinando el punto de aparición o desaparición de la luz) influye considerablemente en la exactitud y en la homogeneidad de las medidas.

### Transmisómetros

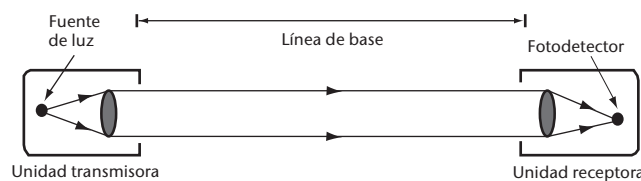
La utilización de un transmisómetro es el método más común para medir el coeficiente de extinción medio en un cilindro horizontal de aire entre un transmisor, que proporciona un foco luminoso modulado de potencia media constante, y un receptor provisto de un fotodetector (generalmente un fotodiodo en el punto focal de una lente o espejo parabólico). La fuente luminosa más utilizada es una lámpara halógena o tubo de descarga de pulsos de xenón. La modulación del foco luminoso impide la perturbación causada por la luz solar. El factor de transmisión lo determina la salida del fotodetector, lo que permite calcular el coeficiente de extinción y el MOR.

Como las estimaciones del MOR por transmisómetros se basan en la pérdida de luz procedente de un haz colimado, que depende de la dispersión y de la absorción, están estrechamente relacionadas con la definición del MOR. Un buen transmisómetro, debidamente mantenido, que funcione en su rango de mayor precisión, proporciona una aproximación muy buena al MOR real.

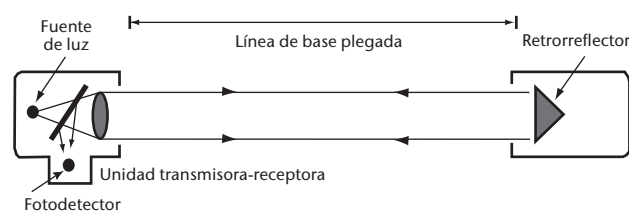
Existen dos tipos de transmisómetros:

- aquellos en que el transmisor y el receptor se encuentran en unidades diferentes y a una distancia conocida entre sí, representados en la figura 9.2;
- aquellos en que el transmisor y el receptor se encuentran en la misma unidad, reflejándose la luz emitida por un espejo o retroreflector remoto (el haz de luz se desplaza hasta el reflector y vuelve), representados en la figura 9.3.

La distancia cubierta por el haz luminoso entre el transmisor y el receptor se denomina generalmente línea de base, y puede variar entre unos pocos metros y 150 m (incluso 300 m), según el rango de valores del MOR que deba medirse y las aplicaciones a las que estén destinadas las mediciones.



**Figura 9.2. Transmisómetro de doble extremo**



**Figura 9.3. Transmisómetro de un solo extremo**

Como se ha visto en la expresión del MOR en la ecuación 9.7, la relación:

$$P = a \cdot \ln(0,05) / \ln(T) \quad (9.14)$$

donde  $a$  es la línea de base del transmisómetro, es la fórmula básica para las mediciones con transmisómetros. Su validez depende de los supuestos de que la aplicación de las leyes de Koschmieder y de Bouguer-Lambert es aceptable y que el coeficiente de extinción a lo largo de la línea de base del transmisómetro es la misma que en la trayectoria entre un observador y un objeto en el MOR.

Para que las mediciones sean aceptables durante un largo período, el flujo luminoso debe permanecer constante durante ese período. Cuando se utiliza luz halógena, el problema del envejecimiento del filamento de la bombilla es menos importante y el flujo permanece más constante. Ahora bien, algunos transmisómetros utilizan sistemas de retroalimentación (detectando y midiendo una pequeña porción del flujo emitido), lo que da más homogeneidad del flujo luminoso en función del tiempo o permite compensar cualquier cambio.

Como veremos en la sección relativa a la exactitud de las mediciones del MOR, el valor adoptado para la línea de base del transmisómetro determina el rango de mediciones del MOR. En general, se acepta que este rango es de entre 1 y 25 veces, aproximadamente, la longitud de la línea de base. Sin embargo, los instrumentos optoelectrónicos modernos pueden dar resultados más exactos con un rango más amplio (véanse la sección 9.3.6 y OMM, 1992b).

Otro perfeccionamiento del principio de medición con transmisómetros consiste en utilizar dos receptores o retrorreflectores a diferentes distancias para ampliar el límite inferior (línea de base corta) y el límite superior (línea de base larga) del rango de medición del MOR. Estos instrumentos se denominan "de línea de base doble".

Muchos de los transmisómetros más modernos utilizan LED como fuentes luminosas. En general, se recomienda utilizar luz policromática en el espectro visible con el fin de obtener un coeficiente de extinción representativo.

### Medición de la visibilidad con tecnología lidar

La técnica lidar (Light Detection And Ranging, es decir, detección y localización por ondas luminosas) descrita en los párrafos sobre nefobasímetros láser, en el capítulo 15 de la parte I, puede emplearse para medir la visibilidad cuando el haz se dirige horizontalmente. El perfil de resolución del alcance de la señal retrodispersada  $S$ , depende de la señal de salida  $S_0$ , de la distancia  $x$ , del coeficiente de retrodispersión  $\beta$ , y del factor de transmisión  $T$ , de modo que:

$$S(x) \sim S_0 \cdot 1/x^2 \cdot \beta(x) \cdot T^2 \quad \text{donde } T = \int -\sigma(x) dx \quad (9.15)$$

En caso de que la atmósfera presente un horizonte homogéneo,  $\beta$  y  $\sigma$  son constantes y el coeficiente de extinción  $\sigma$  está determinado por solo dos puntos del perfil:

$$\ln(S(x) \cdot x^2 / S_0) \sim \ln \beta - 2 \sigma x \quad (9.16)$$

En una atmósfera que no sea homogénea, las magnitudes que dependan del alcance de  $\beta(x)$  y de  $\sigma(x)$ , se pueden separar aplicando el algoritmo de Klett (Klett, 1985).

Cuando el MOR se acerca a los 2 000 m, se vuelve insuficiente la exactitud de la técnica lidar.

En la norma ISO 28902-1:2012 de la Organización Internacional de Normalización (ISO, 2012), se encontrará más información sobre los requisitos para realizar mediciones del alcance visual con la técnica lidar a fin de determinar el alcance óptico meteorológico dependiente de la dirección.

### 9.3.3 Instrumentos para medir el coeficiente de dispersión

La atenuación de la luz en la atmósfera se debe a la dispersión y a la absorción. Este último término puede adquirir mayor significado en presencia de contaminantes en las proximidades

de zonas industriales, cristales de hielo (niebla engelante) o polvo. Sin embargo, en general, el factor de absorción es insignificante, y el fenómeno de dispersión debido a la reflexión, la refracción y la difracción en las gotas de agua constituye el principal factor de reducción de la visibilidad. El coeficiente de extinción puede considerarse entonces igual al coeficiente de dispersión, por lo que para estimar el MOR puede utilizarse un instrumento que mida el último coeficiente.

La medición se realiza mejor concentrando un haz de luz en un pequeño volumen de aire y determinando, por medios fotométricos, la proporción de luz dispersada en un ángulo sólido suficientemente grande y en direcciones que no sean críticas. Siempre que se proteja completamente contra la interferencia de otras fuentes de luz, o que se module el foco luminoso, este tipo de instrumento puede utilizarse de día y de noche. El coeficiente de dispersión  $b$  es una función que puede escribirse como sigue:

$$b = \frac{2\pi}{\Phi_v} \int_0^{\pi} I(\phi) \sin(\phi) d\phi \quad (9.17)$$

donde  $\Phi_v$  es el flujo que penetra en el volumen de aire  $V$  e  $I(\phi)$  es la intensidad de la luz dispersada en dirección  $\phi$  con respecto al haz incidente.

Cabe señalar que para determinar con precisión  $b$  hay que medir e integrar la luz dispersada fuera del haz en todos los ángulos. Con los instrumentos prácticos se mide la luz dispersada en un ángulo limitado, basándose en una elevada correlación entre la integral limitada y la integral completa.

En estos instrumentos se utilizan tres métodos de medición: retrodispersión, dispersión frontal y dispersión integrada en un ángulo de gran apertura:

- Retrodispersión*: en este instrumento (figura 9.4) un haz de luz se concentra en un pequeño volumen de aire delante del transmisor; el receptor está situado en el mismo compartimento, debajo del foco luminoso, donde recibe la luz retrodispersada por el volumen de aire de la muestra. Varios investigadores han tratado de hallar una relación entre la visibilidad y el coeficiente de retrodispersión, pero en general se acepta que la correlación no es satisfactoria.
- Dispersión frontal*: el perfil de luz dispersada por partículas pequeñas (aerosoles, gotitas) depende del ángulo. Es más, esa dependencia del ángulo (es decir, el perfil de luz dispersada) depende, a su vez, de la composición química (p. ej., la concentración de sal), el tipo de núcleo (arena, polvo) y el tamaño de las partículas. En consecuencia, debería elegirse un ángulo de dispersión de manera que se reduzca al mínimo la dependencia del ángulo. Varios autores han mostrado que el mejor ángulo es el comprendido entre  $20^\circ$  y  $50^\circ$  (Kneizys y otros, 1983; Jia y Lü, 2014; Barteneva, 1960; Van de Hulst, 1957). Por lo tanto, los instrumentos comprenden un transmisor y un receptor; el ángulo entre los haces es de

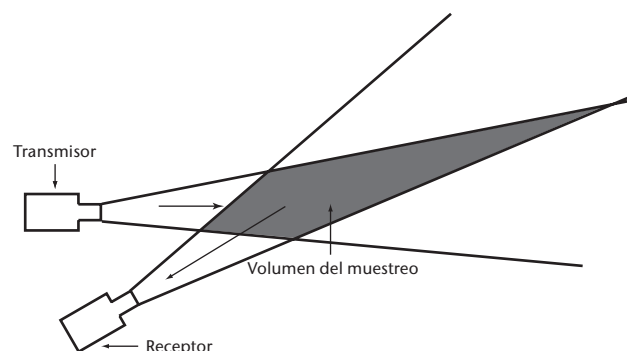
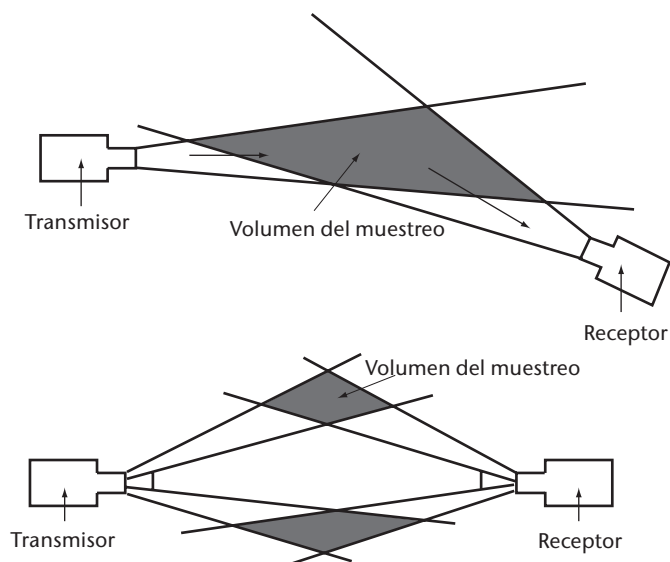


Figura 9.4. Medidor de visibilidad que mide la retrodispersión



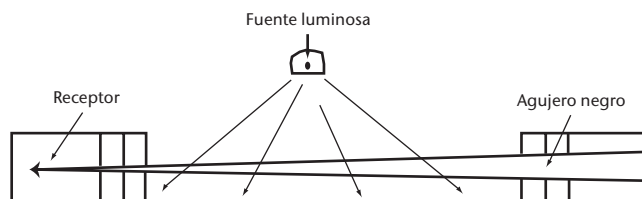
**Figura 9.5. Dos configuraciones de medidor de visibilidad que mide la dispersión frontal**

20° a 50°. Otra disposición consiste en colocar un solo diafragma a media distancia entre el transmisor y el receptor, o dos diafragmas, cada uno a corta distancia del transmisor o del receptor. En la figura 9.5 se ilustran las dos configuraciones utilizadas.

- c) *Dispersor en un ángulo de gran apertura:* este instrumento, ilustrado en la figura 9.6, conocido como nefelímetro integrador, se basa en el principio de medir la dispersión en el ángulo más abierto posible, siendo el ideal el de 0° a 180°, aunque en la práctica es de alrededor de 0° a 120°. El receptor se coloca perpendicularmente al eje de la fuente de luz que ilumina sobre un ángulo amplio. Aunque, en teoría, tal instrumento debería proporcionar una mejor estimación del coeficiente de dispersión que otro que mida un pequeño rango de ángulos de dispersión, en la práctica es más difícil impedir que la presencia del instrumento modifique el coeficiente de extinción en el aire muestreado. Los nefelímetros integradores no se usan mucho para medir el MOR, pero se emplean con frecuencia para medir contaminantes.

En todos los instrumentos anteriores, como en el caso de la mayoría de los transmisómetros, los receptores comprenden células fotodetectoras o fotodiodos. Se utiliza luz pulsada (por ejemplo, una descarga de elevada intensidad en xenón).

Estos instrumentos requieren poco espacio (en general de 1 a 2 m). Por eso son útiles cuando no se dispone de objetos de visibilidad o fuentes de luz (barcos, arcenes, etc.). Como la medición se refiere a un volumen de aire muy pequeño, la representatividad de las mediciones sobre el estado general de la atmósfera en el emplazamiento puede ponerse en duda. Sin embargo, esta representatividad puede mejorarse promediando varias muestras o mediciones. A veces, también pueden suavizarse los resultados eliminando valores extremos.



**Figura 9.6. Medidor de visibilidad que mide la luz dispersada en un ángulo de gran apertura**



La utilización de esta clase de instrumentos se ha limitado con frecuencia a aplicaciones concretas (por ejemplo, medir la visibilidad en carreteras o determinar si hay niebla o no) o cuando son adecuadas mediciones menos precisas del MOR. Ahora se emplean en un mayor número de sistemas automáticos de observaciones meteorológicas debido a que pueden medir el MOR sobre una gran distancia y a que son relativamente poco susceptibles a la contaminación en comparación con los transmisómetros.

#### 9.3.4 **Emplazamiento y exposición**

Los instrumentos de medición deberían situarse en posiciones que garanticen que las mediciones sean representativas para los fines perseguidos. En consecuencia, para fines sinópticos generales, los instrumentos deberían instalarse en lugares sin contaminación atmosférica local; por ejemplo, humo, contaminación industrial, polvo de las carreteras.

El volumen de aire en el que se mide el coeficiente de extinción o el coeficiente de dispersión debería encontrarse normalmente al nivel del ojo del observador; aproximadamente a 1,5 m sobre el suelo.

Habría que tener presente que los transmisómetros y los instrumentos de medición del coeficiente de dispersión deberían instalarse de modo que el sol no se encuentre en el campo óptico del detector en ningún momento del día, bien montándolo con un eje óptico norte-sur (a  $\pm 45^\circ$ ) horizontalmente, para latitudes de hasta  $50^\circ$ , o bien utilizando un sistema de pantallas o deflectores.

Para fines aeronáuticos, las mediciones han de ser representativas de las condiciones del aeródromo. Tales condiciones, que se refieren más concretamente a las operaciones en los aeródromos, se describen en el capítulo 2 de la parte II.

Los instrumentos deberían instalarse con arreglo a las indicaciones de los fabricantes. Habría que prestar especial atención a corregir la alineación de los transmisores y receptores del transmisómetro, y a corregir el ajuste del haz de luz. Los postes en que se montan los transmisores y los receptores deberían ser mecánicamente estables (aun siendo frágiles cuando se instalan en los aeródromos) para evitar toda desalineación debida al movimiento del terreno durante las heladas y, en particular, durante el deshielo. Además, la instalación no debe deformarse a causa de la tensión térmica a la que están expuestos.

#### 9.3.5 **Calibración y mantenimiento**

Con objeto de obtener observaciones satisfactorias y fiables, los instrumentos de medición del MOR deberían hacerse funcionar y mantenerse en las condiciones prescritas por los fabricantes, y conservarse continuamente en buen estado de funcionamiento. Se debería lograr un rendimiento óptimo, mediante verificaciones regulares y una calibración conforme a las recomendaciones de los fabricantes.

La calibración con muy buena visibilidad (más de 10 a 15 km) debería efectuarse regularmente. Hay que evitar calibraciones erróneas debido a las condiciones atmosféricas. Por ejemplo, en el caso de fuertes corrientes ascendentes, o después de una lluvia intensa, se producen en la capa de aire próxima al suelo considerables variaciones del coeficiente de extinción, y si se utilizan varios transmisómetros en el emplazamiento (como en el caso de los aeródromos), se observa dispersión en sus mediciones. En tales condiciones no debería procederse a realizar la calibración.

Debe señalarse que, en el caso de la mayoría de los transmisómetros, las superficies ópticas tienen que limpiarse regularmente, y ha de planificarse un servicio diario para ciertos instrumentos, sobre todo en los aeródromos. Los instrumentos deberían limpiarse durante perturbaciones atmosféricas importantes, o después de ellas, puesto que la lluvia o los chubascos violentos, unidos a un viento fuerte, pueden cubrir los sistemas ópticos con un gran número de gotas de agua y partículas sólidas, lo que origina importantes errores de medición del MOR,

y lo mismo se aplica a las nevadas, que pueden bloquear los sistemas ópticos. Con frecuencia se colocan sistemas de calefacción delante de los sistemas ópticos para mejorar el rendimiento de los instrumentos en tales condiciones. A veces se utilizan sistemas de ventilación para reducir dichos problemas y no tener que realizar limpiezas frecuentes. Sin embargo, hay que decir que esos sistemas de ventilación y de calefacción pueden generar corrientes de aire más caliente que el aire circundante e influir adversamente en la medición del coeficiente de extinción de la masa de aire. En zonas áridas, las tempestades de arena o la ventisca alta de arena pueden bloquear el sistema óptico, e incluso dañarlo.

### 9.3.6 Fuentes de error en las mediciones del alcance óptico meteorológico y estimaciones de exactitud

#### Generalidades

Todos los instrumentos operativos prácticos para las mediciones del MOR muestrean una región relativamente pequeña de la atmósfera, en comparación con la explorada por un observador humano. Los instrumentos solo pueden proporcionar una medición exacta del MOR cuando el volumen de aire que muestrean es representativo de la atmósfera en torno al punto de observación, en un radio igual al del MOR. Es fácil imaginar una situación, con niebla desigual o lluvia o tempestad de nieve local, en que la lectura del instrumento sea engañosa. Sin embargo, la experiencia ha mostrado que tales situaciones no son frecuentes y que, controlando continuamente el MOR con un instrumento, a menudo se detectan cambios del MOR antes de que pueda reconocerlos un observador sin ninguna ayuda. No obstante, hay que ser prudentes al interpretar mediciones del MOR realizadas con instrumentos.

Otro factor que debe tenerse presente al analizar la representatividad de las mediciones es la homogeneidad de la propia atmósfera. En todos los valores del MOR, el coeficiente de extinción de un pequeño volumen de la atmósfera fluctúa normalmente con rapidez y de manera irregular, y las distintas mediciones del MOR con dispersómetros y transmisómetros de línea de base corta, sin sistema incorporado de suavizado o de promediado, muestran una considerable dispersión. Por lo tanto, es necesario tomar numerosas muestras y suavizarlas o promediarlas para obtener un valor representativo del MOR. El análisis de los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (OMM, 1990) indica que, en la mayoría de los instrumentos, no se consigue nada utilizando un promedio de tiempo superior a 1 minuto, pero para los instrumentos que experimentan más perturbaciones es preferible un tiempo medio de dos minutos.

#### Exactitud de los telefotómetros y de los medidores de extinción visual

Es difícil realizar mediciones visuales basadas en el coeficiente de extinción, y la principal fuente de error es la variabilidad y la incertidumbre del funcionamiento del ojo humano. Esos errores se describen en las secciones relativas a los métodos de estimación visual del MOR.

#### Exactitud de los transmisómetros

Las fuentes de error en las mediciones de los transmisómetros pueden resumirse como sigue:

- a) alineación incorrecta de transmisores y receptores;
- b) insuficiente rigidez y estabilidad de los soportes del transmisor y del receptor (congelación y deshielo del suelo, tensión térmica);
- c) envejecimiento y centrado incorrecto de las lámparas;
- d) error de calibración (visibilidad demasiado reducida o calibración realizada en condiciones inestables que afectan al coeficiente de extinción);

- e) inestabilidad de la electrónica del sistema;
- f) transmisión remota del coeficiente de extinción en forma de señal de corriente de baja intensidad que está sujeta a la interferencia de los campos electromagnéticos (sobre todo en los aeródromos); es preferible digitalizar las señales;
- g) perturbación debida a la salida o la puesta del sol, y a la deficiente orientación inicial de los transmisómetros;
- h) contaminación atmosférica que ensucia los sistemas ópticos;
- i) condiciones atmosféricas locales (chubascos de lluvia y fuertes vientos, nieve) que dan lecturas de coeficiente de extinción no representativas, o difieren de la ley de Koschmieder (nieve, cristales de hielo, lluvia, etc.). La absorción adicional por arena y polvo afecta a la visibilidad y a su medición. El principio de medición con transmisómetros tiene en cuenta esta circunstancia. (La medición con dispersómetros no puede tener en cuenta el efecto de la absorción adicional por la naturaleza propia del principio de medición). La dispersión y la reflexión causadas por partículas grandes crean cierta dispersión frontal no deseada en las mediciones con transmisómetros, lo que puede influir en la incertidumbre de dichas mediciones, según la divergencia del transmisor y el campo de visión del receptor.

El uso de un transmisómetro debidamente calibrado y bien mantenido debería proporcionar buenas mediciones representativas del MOR si el coeficiente de extinción en la trayectoria óptica del instrumento es representativo del coeficiente de extinción en todo el MOR. Sin embargo, la distancia a la que un transmisómetro puede proporcionar mediciones exactas del MOR es limitada. Puede trazarse una curva de error relativo del MOR diferenciando la fórmula del transmisómetro básica (véase la ecuación 9.7). En la figura 9.7 se muestra cómo varía el error relativo con la transmisión suponiendo que la incertidumbre en la medida del factor de transmisión  $T$  es del 1%.

Este valor del 1% de error de transmisión, que puede considerarse correcto para muchos instrumentos más antiguos, no comprende la deriva del instrumento, la suciedad de los componentes ópticos ni la dispersión de las mediciones debidas al propio fenómeno. Si la incertidumbre aumenta hasta alrededor del 2% al 3% (teniendo en cuenta los otros factores), los valores de error relativo indicados en el eje vertical del gráfico han de multiplicarse por el mismo factor de 2 o 3. Debe señalarse asimismo que el error de medición relativo del MOR aumenta exponencialmente en cada extremo de la curva, determinando así los límites superior e inferior

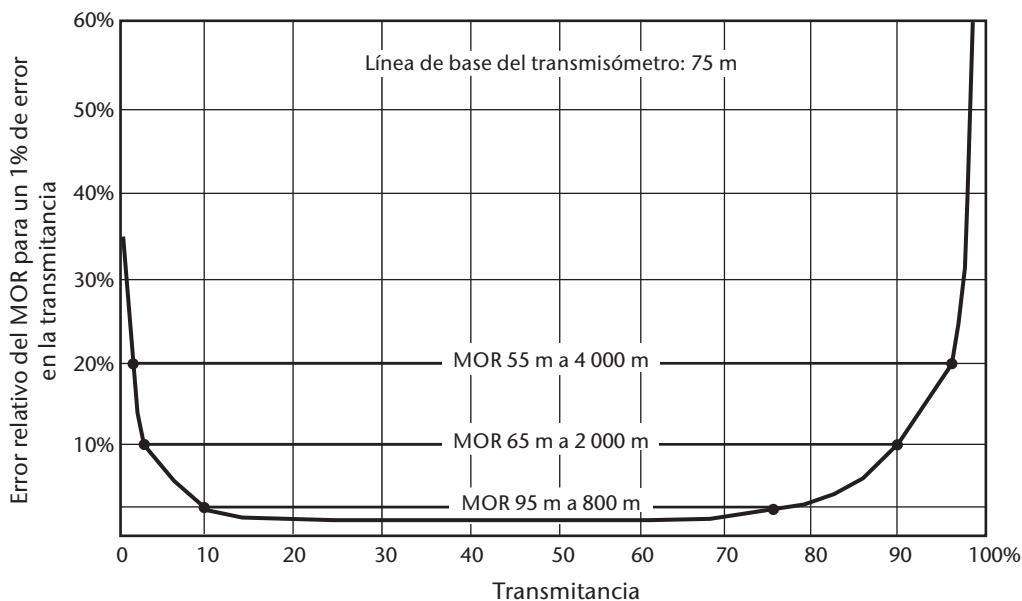


Figura 9.7. Error en las mediciones del MOR en función de un 1% de error en la transmitancia

del rango de medición del MOR. El ejemplo mostrado por la curva indica el límite del rango de medición si se acepta un error del 5%, 10% o 20% en cada extremo del rango medido, con una línea de base de 75 m. También puede deducirse que para las mediciones del MOR entre los límites de 1,25 y 10,7 veces la longitud de la línea de base, el error relativo del MOR debería ser bajo, y del orden del 5%, suponiendo que el error de  $T$  sea del 1%. El error relativo del MOR supera el 10% cuando el MOR es inferior a 0,87 veces la longitud de la línea de base, o más de 27 veces esa longitud. Cuando el rango de medición se extiende todavía más, el error aumenta rápidamente y resulta inaceptable. Sin embargo, dado que los transmisómetros contemporáneos registran errores de transmisión claramente inferiores al 1% del ejemplo, el rango de medición útil puede ampliarse oportunamente.

Los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (OMM, 1990) ya mostraron que los mejores transmisómetros, debidamente calibrados y mantenidos, pueden proporcionar mediciones del MOR con un error típico del 10% aproximadamente, cuando el MOR es hasta 60 veces superior a su línea de base.

### Exactitud de los dispersómetros

Las principales fuentes de error en las mediciones del MOR con dispersómetros son las siguientes:

- a) error de calibración (visibilidad demasiado reducida o calibración realizada en condiciones inestables que afectan al coeficiente de extinción);
- b) falta de repetibilidad en el procedimiento o en los materiales cuando se utilizan dispersómetros opacos para la calibración;
- c) inestabilidad de la electrónica del sistema;
- d) transmisión remota del coeficiente de dispersión en forma de señal de corriente de baja intensidad o tensión que está sujeta a la interferencia de los campos electromagnéticos (sobre todo en los aeródromos); es preferible digitalizar las señales;
- e) perturbación debida a la salida o la puesta del sol, y a la deficiente orientación inicial del instrumento;
- f) contaminación atmosférica que ensucia los sistemas ópticos (estos instrumentos son mucho menos sensibles a la suciedad en cuanto a su óptica que los transmisómetros, pero una suciedad considerable influye);
- g) condiciones atmosféricas (lluvia, nieve, cristales de hielo, arena, contaminación local, etc.) que dan un coeficiente de dispersión diferente del coeficiente de extinción.

Los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (OMM, 1990) muestran que a valores reducidos del MOR, los dispersómetros son generalmente menos exactos que los transmisómetros y presentan mayor variabilidad en sus lecturas. También hay pruebas de que los dispersómetros, como clase, resultan más afectados por la precipitación que los transmisómetros. Sin embargo, los mejores dispersómetros muestran poca o ninguna susceptibilidad a la precipitación y proporcionan estimaciones del MOR con una desviación típica de alrededor del 10% en un rango aproximado del MOR de 100 m a 50 km. Casi todos los dispersómetros de la Intercomparación presentaron un error sistemático importante en parte de su rango de medición. Los dispersómetros mostraron muy poca susceptibilidad a la contaminación de sus sistemas ópticos.

Se puede consultar información general sobre las diferencias entre dispersómetros y transmisómetros en OMM (1992*b*).

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Barteneva, O. D., 1960: "Scattering functions of light in the atmospheric boundary layer", en *Izv. Akad. Nauk SSR, Ser. Geofiz.* [en inglés: Bulletin of the Academy of Sciences USSR, Geophysics Series], vol. 12, págs. 1237 a 1244.
- Comisión Electrotécnica Internacional, 1987: *International Electrotechnical Vocabulary*, cap. 845: "Lighting", IEC 60050-845. Ginebra.
- Jia S-J. y D-R. Lü, 2014: "Optimal forward-scattering angles of atmospheric aerosols in North China", en *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, vol. 7, núm. 3, págs. 236 a 242.
- Klett, J. D., 1985: "Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios", en *Applied Optics*, vol. 24, núm. 11, págs. 1638 a 1643.
- Kneizys, F. X., E. P. Shettle, W. O. Gallery, J. H. Chetwynd, L. W. Abreu, J. E. A. Selby, S. A. Clough y R. W. Fenn, 1983: *Atmospheric Transmittance/Radiance: Computer Code LOWTRAN 6*, apéndice D, AFGL-TR-83-0187, trabajo de investigación sobre el medio ambiente N° 846. Laboratorio de Geofísica de la Fuerza Aérea de Estados Unidos, Massachusetts.
- Middleton, W. E. K., 1952: *Vision Through the Atmosphere*. University of Toronto Press, Toronto.
- Sheppard, B. E., 1983: "Adaptation to MOR", en *Preprints of the Fifth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation* (Toronto, 11 a 15 de abril de 1983), págs. 226 a 269.
- Organización de Aviación Civil Internacional, 2013: *Servicio meteorológico para la navegación aérea internacional*, anexo 3 al Convenio sobre Aviación Civil Internacional. Decimoctava edición, Montreal.
- Organización Internacional de Normalización, 2012: *Air Quality – Environmental Meteorology – Part 1: Ground-based Remote Sensing of Visual Range by Lidar*, ISO 28902-1:2012. Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1990: *The First WMO Intercomparison of Visibility Measurements: Final Report* (D.J. Griggs, D.W. Jones, M. Ouldrige and W.R. Sparks). Instruments and Observing Methods Report No. 41 (WMO/TD-No. 401). Ginebra.
- , 1992a: *Vocabulario Meteorológico Internacional* (OMM-N° 182). Ginebra.
- , 1992b: "Visibility measuring instruments: Differences between scatterometers and transmissometers" (J. P. van der Meulen), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation* (TECO-92) (Vienna, Austria, 11–15 May 1992). Instruments and Observing Methods Report No. 49 (WMO/TD-No. 462). Ginebra.
- , 2010a: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544), volumen I. Ginebra.
- , 2010b: *Guía del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 488). Ginebra.
- , 2014: *Guía de sistemas meteorológicos de observación y distribución de información para los servicios meteorológicos aeronáuticos* (OMM-N° 731). Ginebra.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 10. MEDICIÓN DE LA EVAPORACIÓN . . . . .	336
10.1 Generalidades . . . . .	336
10.1.1 Definiciones . . . . .	336
10.1.2 Unidades y escalas . . . . .	336
10.1.3 Requisitos meteorológicos . . . . .	336
10.1.4 Métodos de medición. . . . .	337
10.2 Atmómetros . . . . .	338
10.2.1 Tipos de instrumentos . . . . .	338
10.2.2 Mediciones realizadas mediante atmómetros. . . . .	338
10.2.3 Fuentes de error. . . . .	338
10.3 Evaporímetros de cubeta y tanques de evaporación . . . . .	339
10.3.1 Cubeta estadounidense de clase A . . . . .	339
10.3.2 Evaporímetro ruso de cubeta GGI-3000. . . . .	339
10.3.3 Tanque ruso de 20 m <sup>2</sup> . . . . .	340
10.3.4 Mediciones realizadas mediante cubetas y tanques de evaporación .	340
10.3.5 Exposición . . . . .	340
10.3.6 Fuentes de error. . . . .	341
10.3.7 Mantenimiento . . . . .	342
10.4 Evapotranspirómetros (lisímetros) . . . . .	342
10.4.1 Mediciones realizadas mediante lisímetros . . . . .	343
10.4.2 Exposición . . . . .	344
10.4.3 Fuentes de error. . . . .	344
10.4.4 Mantenimiento . . . . .	345
10.5 Estimación de la evaporación a partir de superficies naturales. . . . .	345
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA . . . . .	348

## CAPÍTULO 10. MEDICIÓN DE LA EVAPORACIÓN

### 10.1 GENERALIDADES

#### 10.1.1 Definiciones

El *Glosario Hidrológico Internacional* (OMM/UNESCO, 2012) y el *Vocabulario Meteorológico Internacional* (OMM, 1992) proporcionan (aunque cabe señalar algunas diferencias) las definiciones siguientes:

*Evaporación (real)*: cantidad de agua que se evapora de una superficie de agua libre o del terreno.

*Transpiración*: proceso por el que el agua de la vegetación pasa a la atmósfera en forma de vapor.

*Evapotranspiración real (o evapotranspiración efectiva)*: cantidad de agua evaporada del suelo y de las plantas cuando el terreno se encuentra con su contenido natural de humedad.

*Evaporación potencial (o evaporatividad)*: cantidad de vapor de agua que puede ser emitida por una superficie de agua pura, por unidad de superficie y por unidad de tiempo, en las condiciones existentes.

*Evapotranspiración potencial*: cantidad máxima de agua que puede evaporarse en un clima dado por una cubierta vegetal continua bien dotada de agua. Incluye la evaporación del suelo y la transpiración vegetal en una región determinada y en un intervalo de tiempo dado, expresada en altura de agua.

Cabe señalar que cuando se utilice el término *evapotranspiración potencial*, se deberán indicar claramente los tipos de evaporación o transpiración de los que se trate. En OMM (2008, volumen I) se pueden consultar más detalles sobre estos términos.

#### 10.1.2 Unidades y escalas

La tasa de evaporación se define como la cantidad de agua que se evapora de una unidad de superficie por unidad de tiempo. Puede expresarse como la masa o el volumen de agua líquida que se evapora de esta forma. Habitualmente, se trata de la altura del agua líquida que vuelve a la atmósfera por unidad de tiempo, evaporándose desde toda la superficie que se examina. La unidad de tiempo es normalmente el día, y la cantidad de evaporación debería expresarse en milímetros (OMM, 2010). Según el tipo de instrumento, la resolución de las medidas varía generalmente de 0,1 a 0,01 mm.

#### 10.1.3 Requisitos meteorológicos

Las estimaciones de la evaporación a partir de superficies de agua libre y del suelo, así como la evapotranspiración a partir de superficies cubiertas por vegetación, desempeñan un papel de gran importancia en la modelización hidrológica y en los estudios hidrometeorológicos y agrícolas, por ejemplo en lo que respecta al diseño y a la explotación de los embalses y de las redes de riego y de drenaje.

Los requisitos de rendimiento se dan en el capítulo 1 de la parte I. Para los totales diarios, el rango exterior extremo va de 0 a 100 mm, con una resolución de 0,1 mm. La incertidumbre, al 95% del nivel de confianza, debería ser de  $\pm 0,1$  mm para cantidades menores de 5 mm y del  $\pm 2\%$  para cantidades mayores. Se ha propuesto la cifra de 1 mm como margen de error factible. En principio, los instrumentos normales podrían alcanzar estos requisitos de exactitud, pero las dificultades con la exposición y el manejo práctico son la causa de errores mucho mayores (OMM, 1976).



Los factores que influyen en la tasa de evaporación de cualquier cuerpo o superficie se pueden dividir de manera general en dos grupos, a saber, los factores meteorológicos y los factores propios de la superficie; cualquiera de ellos puede limitar el valor de la tasa. A su vez, los factores meteorológicos se pueden subdividir en variables energéticas y aerodinámicas. La evaporación del agua líquida exige una energía que existe abundantemente en la naturaleza en forma de radiación solar y terrestre. Las variables aerodinámicas, como la velocidad del viento a nivel de la superficie y la diferencia de la presión de vapor entre la superficie y la atmósfera que se halla en contacto con ella, rigen la tasa de transferencia del vapor de agua evaporada.

Conviene hacer una distinción entre las situaciones en las que existe agua libre en la superficie y las que no. Entre los principales factores que entran en juego cabe señalar la cantidad y el estado del agua, así como también las características de la superficie que influyen en el proceso de transferencia hacia la atmósfera o a través de la superficie del cuerpo que se examina. La resistencia a la transferencia de humedad hacia la atmósfera depende, por ejemplo, de la rugosidad de la superficie; en las regiones áridas y semiáridas, la extensión y la forma de la superficie desempeñan también un papel fundamental. La transpiración vegetal depende de factores meteorológicos y de las características de la superficie mencionadas anteriormente, y también depende en gran medida de las características y de las reacciones de las plantas y especialmente del número, tamaño y grado de apertura de los estomas. La resistencia de los estomas a la transferencia de humedad indica una reacción diurna, pero también depende considerablemente de la humedad del suelo donde crecen las raíces.

La cantidad de agua del suelo para las raíces y para la evaporación de los suelos desnudos depende de los suministros capilares, es decir, de la textura y de la composición del suelo. La evaporación proveniente de lagos y de embalses se ve influida por el calor acumulado en la masa de agua.

En general, para estimar la evaporación y la evapotranspiración se aplican métodos indirectos, ya sea efectuando mediciones puntuales con un instrumento o medidor, o realizando cálculos a partir de otras variables meteorológicas cuantificadas (OMM, 1997).

#### 10.1.4 **Métodos de medición**

Actualmente, es imposible medir directamente la evaporación o la evapotranspiración proveniente de amplias extensiones naturales de agua o de tierra firme. Sin embargo, se han elaborado diversos métodos indirectos, basados en mediciones puntuales u otros cálculos que dan resultados aceptables.

Los evaporímetros, entre los que se distinguen los atmómetros y las cubetas o los tanques de evaporación, sirven para medir la pérdida de agua en una superficie saturada estándar. Estos instrumentos no permiten medir directamente ni la evaporación de superficies naturales de agua, ni la evapotranspiración real o potencial. Por consiguiente, los valores obtenidos deberán corregirse para obtener estimaciones fiables de la evaporación de los lagos y de la evapotranspiración real y potencial de superficies naturales.

Los evapotranspirómetros (o lisímetros) son recipientes que se instalan bajo la superficie del suelo y se rellenan de tierra en la que pueden cultivarse vegetales. Se trata de dispositivos polivalentes que permiten estudiar diferentes fases del ciclo hidrológico en condiciones naturales. Es posible hacer estimaciones de la evapotranspiración (o de la evaporación en caso de suelo desnudo) midiendo y equilibrando el conjunto de los otros elementos del balance hídrico que intervienen en el recipiente, a saber, la precipitación, el drenaje subterráneo y las variaciones del contenido de agua del volumen de suelo en cuestión. Habitualmente, se elimina la escorrentía de superficie. Se pueden utilizar también los evapotranspirómetros para medir la evaporación o la evapotranspiración potencial del suelo (según esté o no cubierto de vegetación), haciendo que la humedad del suelo corresponda a la capacidad del terreno.

Las estimaciones relativas a embalses o lagos, parcelas o pequeñas cuencas vertientes pueden obtenerse mediante un balance hídrico, un balance energético, un estudio aerodinámico y medios complementarios. Estas últimas técnicas se examinan en la sección 10.5.

Cabe señalar que los diferentes evaporímetros o lisímetros representan tipos de mediciones físicamente diferentes. Los factores de ajuste para obtener, a partir de estas mediciones, estimaciones de la evaporación o de la evapotranspiración reales o potenciales de los lagos son necesariamente diferentes. Por consiguiente, es necesario que estos instrumentos y su modo de exposición se describan también con gran detenimiento y precisión, de tal forma que el usuario comprenda lo mejor posible las condiciones de medición.

Se puede consultar más información sobre todos estos métodos en OMM (2008, volúmenes I y II).

## 10.2 **ATMÓMETROS**

### 10.2.1 ***Tipos de instrumentos***

Un atmómetro es un instrumento que mide la pérdida de agua de una superficie porosa mojada. Las superficies mojadas están constituidas o bien por esferas, cilindros o láminas de cerámica porosa, o bien por discos de papel de filtro, todos saturados de agua. En el caso del atmómetro de Livingstone, el elemento evaporante es una esfera de aproximadamente 5 cm de diámetro, conectada con un depósito de agua mediante un tubo de vidrio o de metal; la presión atmosférica que se ejerce sobre la superficie de agua contenida en el depósito mantiene la esfera saturada. El atmómetro de Bellani consiste en un disco de porcelana porosa sujeto en la parte alta por un embudo de cerámica barnizada, donde llega agua procedente de una probeta graduada que sirve a la vez de depósito y de dispositivo de medición. En cuanto al evaporímetro de Piche, su elemento evaporante es un disco de papel de filtro unido a la parte baja de un tubo graduado e invertido, cerrado por un extremo, que contiene agua destinada a humidificar el disco de papel; las medidas sucesivas del volumen de agua que queda en el tubo indican la cantidad de agua perdida por evaporación en un momento dado.

### 10.2.2 ***Mediciones realizadas mediante atmómetros***

Aunque a menudo se considera que los atmómetros proporcionan una medida relativa de la evaporación de la superficie de las plantas, las indicaciones de los atmómetros no tienen en realidad una relación con la evaporación efectiva de las superficies naturales.

Las lecturas de evaporímetros de Piche, con una exposición a la sombra cuidadosamente uniformizada, se han utilizado con cierto éxito para calcular el factor aerodinámico, multiplicación de una función del viento y el déficit de tensión de saturación del vapor, necesario para estimar la evaporación mediante, por ejemplo, el método de combinación de Penman, tras obtener correlaciones locales entre ellas.

Aunque puede establecerse empíricamente una relación entre la pérdida de agua en los atmómetros y la de una superficie natural, es posible que se obtenga una relación diferente para cada tipo de superficie y para combinaciones climáticas diferentes. Los atmómetros deberían seguir siendo útiles para los estudios a pequeña escala, gracias especialmente a su tamaño reducido, a su bajo costo y a su consumo mínimo de agua. Pueden instalarse redes densas de atmómetros en superficies reducidas para llevar a cabo estudios micrometeorológicos. Por otra parte, no se recomienda que se utilicen estos instrumentos para evaluar los recursos hídricos si se dispone de otros datos.

### 10.2.3 ***Fuentes de error***

Para que los atmómetros puedan funcionar correctamente, es condición indispensable que sus superficies evaporantes se mantengan limpias. Las superficies sucias afectarán considerablemente la tasa de evaporación, de una forma comparable a la de un depósito de termómetro húmedo en psicrometría.

Además, las diferencias de exposición tienen a menudo un efecto considerable en las mediciones de la evaporación. Esto se aplica sobre todo a la exposición al movimiento del aire alrededor de la superficie evaporante cuando el instrumento está situado a la sombra.

### 10.3 **EVAPORÍMETROS DE CUBETA Y TANQUES DE EVAPORACIÓN**

Las cubetas y los tanques de evaporación existen en una gran variedad de formas, dimensiones y modos de exposición. Entre los diversos tipos de cubetas y de tanques disponibles, se describen a continuación la cubeta estadounidense de clase A, la cubeta rusa GGI-3000 y el tanque ruso de 20 m<sup>2</sup>. Estos instrumentos se utilizan hoy en día ampliamente como evaporímetros estándar en las redes de observación, y se han estudiado sus características de funcionamiento en diversas condiciones climáticas y en distintas latitudes y altitudes. Los datos de la cubeta que permiten obtener estos instrumentos están en relación estable, aunque compleja y dependiente de la zona climática, con los elementos meteorológicos que rigen la evaporación, en la medida en que se apliquen detenidamente las instrucciones relativas a su instalación y exposición.

Se ha recomendado adoptar el tanque ruso de 20 m<sup>2</sup> como evaporímetro de referencia internacional.

#### 10.3.1 **Cubeta estadounidense de clase A**

La cubeta estadounidense de clase A está constituida por un cilindro de 25,4 cm de profundidad y 120,7 cm de diámetro. El fondo de la cubeta se coloca a una altura de 3 a 5 cm por encima del nivel del terreno, sobre un marco de madera que sirve de plataforma. Así pues, el aire puede circular libremente por debajo de la cubeta, el agua que se estanca sobre el terreno en caso de lluvia no toca el fondo de la cubeta y esta puede inspeccionarse sin dificultad. La cubeta propiamente dicha tiene 0,8 mm de espesor y está fabricada con hierro galvanizado, cobre o metal monel, y habitualmente no está pintada. La cubeta se llena de agua hasta 5 cm del borde (lo que se conoce como nivel de referencia).

El nivel del agua se mide mediante un instrumento en forma de gancho, o con un punto fijo de referencia. El instrumento en forma de gancho consiste en una escala móvil y un calibrador dotado de un gancho, cuyo extremo toca la superficie del agua cuando el instrumento está bien ajustado. Un tubo estabilizador, de unos 10 cm de diámetro y 30 cm de profundidad, dotado de un orificio en el fondo, elimina cualquier ondulación que pueda formarse en la cubeta y sirve también de soporte al instrumento en forma de gancho durante las observaciones. La cubeta se llena cuando la escala indica que el nivel de agua ha bajado más de 2,5 cm con respecto al nivel de referencia.

#### 10.3.2 **Evaporímetro ruso de cubeta GGI-3000**

De forma cilíndrica y con fondo cónico, el evaporímetro ruso de cubeta GGI-3000 tiene una superficie de 3 000 cm<sup>2</sup> y una profundidad de 60 cm. Se lo entierra dejando su borde a 7,5 cm por encima de la superficie del suelo. En el centro de la cubeta se encuentra un índice en forma de tubo metálico sobre el que se instala una probeta volumétrica para llevar a cabo las observaciones de la evaporación. La probeta está equipada con una válvula que se abre hasta que el agua que contiene esté al mismo nivel que el agua del tanque. Se cierra entonces la válvula y se mide con precisión el volumen de agua que contiene la probeta. Conociendo la dimensión de la probeta, se determina entonces la altura de agua por encima del índice del tubo metálico a partir de ese volumen. Una aguja unida al tubo metálico que actúa de índice muestra la altura a la cual se debería ajustar el nivel de agua de la probeta. Este nivel no debería descender a más de 5 mm por debajo del índice, ni elevarse a más de 10 mm por encima de la punta de la aguja. Habitualmente se instala a un lado de la cubeta GGI-3000 un pluviómetro GGI-3000 cuyo colector tiene una superficie de 3 000 cm<sup>2</sup>.

### 10.3.3 **Tanque ruso de 20 m<sup>2</sup>**

De forma cilíndrica y con fondo plano, este tanque tiene una superficie de 20 m<sup>2</sup>, un diámetro de aproximadamente 5 m y una profundidad de 2 m. Construido en láminas de hierro soldadas de 4 a 5 mm de espesor, se entierra dejando que el borde sobrepase 7,5 cm de la superficie del suelo. El interior del tanque y sus superficies externas expuestas al aire están pintados de blanco. El tanque está dotado de un depósito de llenado y de un tubo de estabilización en el que se ha instalado un índice tabular sobre el que se coloca la probeta volumétrica para medir el nivel de agua que contiene el tanque. Dentro del tubo de estabilización, al lado del tubo índice, hay una pequeña varilla que termina en una punta afinada que indica la altura a la que se debe ajustar el nivel del agua. Dicho nivel no debería descender a más de 5 mm por debajo de la punta de la aguja ni elevarse a más de 10 mm. Un tubo lateral de vidrio graduado, fijado al tanque de llenado, indica la cantidad de agua añadida al tanque y da una verificación aproximada de la medición que facilita la probeta.

### 10.3.4 **Mediciones realizadas mediante cubetas y tanques de evaporación**

La tasa de evaporación a partir de una cubeta o de un tanque se obtiene midiendo la variación del nivel de su superficie de agua libre. Esto puede hacerse mediante los dispositivos descritos anteriormente en el caso de las cubetas de clase A y de las cubetas GGI-3000.

Existen varios tipos de cubetas de evaporación automáticas. El nivel del agua de la cubeta se mantiene constante mediante un dispositivo que permite una aportación de agua suplementaria procedente de un embalse auxiliar o evacuando el agua aportada por las precipitaciones. La cantidad de agua añadida o evacuada queda registrada. En otros tanques o cubetas, el nivel de agua se mide permanentemente mediante un flotador situado en el tubo de estabilización y conectado con un aparato registrador.

Varias técnicas de estimación de la evaporación y de la evapotranspiración a partir de superficies naturales, cuya pérdida de agua se trata de evaluar, están basadas en las mediciones realizadas mediante cubetas de evaporación. Estas mediciones son interesantes porque reflejan, en cualquier caso, el impacto del conjunto de las variables meteorológicas, y porque los datos obtenidos por este medio están disponibles inmediatamente y para cualquier período determinado. Por consiguiente, las cubetas de este tipo se suelen utilizar para obtener información de forma constante sobre la evaporación en el marco de una red de observación.

### 10.3.5 **Exposición**

Las cubetas y los tanques de evaporación generalmente están expuestos de tres formas diferentes:

- a) Enterrados en el suelo: la mayor parte del tanque está entonces por debajo del nivel del suelo, pero la superficie evaporante está al mismo nivel, o aproximadamente, que la superficie circundante.
- b) Por encima del suelo: la cubeta entera y la superficie evaporante están entonces ligeramente por encima del suelo.
- c) Instalados en plataformas fijas flotantes en lagos o en otras masas de agua.

Las estaciones de medición de la evaporación deberían situarse en un emplazamiento relativamente plano y libre de obstáculos (árboles, edificios, arbustos, refugios para instrumentos, etc.). Cuando estos obstáculos sean pequeños, tendrían que estar alejados a una distancia que sea al menos igual a 5 veces su altura, y a 10 veces su altura si se trata de un grupo de obstáculos. El terreno debería ser lo suficientemente amplio para que las medidas no estén perturbadas por posibles raciones o por los efectos del borde de una zona cultivada o de otro tipo de terreno. Estos efectos pueden abarcar más de 100 m. El terreno debería estar vallado para

proteger los instrumentos e impedir que los animales vayan a beber de la cubeta. Sin embargo, sería preciso que la valla estuviera construida de tal forma que no afecte el régimen de viento sobre la cubeta.

Es importante que la capa del terreno que se ha elegido como emplazamiento de la estación de evaporación se mantenga en un estado lo más cercano posible a su estado natural con respecto a la zona circundante. La hierba, la maleza, etc., deberían cortarse a menudo para que no sobrepasen el borde de las cubetas enterradas (es decir, 7,5 cm). Este límite de 7,5 cm para la altura de la hierba se aplica también a las cubetas de clase A. En ningún caso habría que instalar este tipo de evaporímetro sobre un zócalo de hormigón, sobre asfalto o sobre una capa de grava, ni tampoco debería instalarse a la sombra.

### 10.3.6 **Fuentes de error**

Los modos de exposición de los tanques de evaporación ofrecen diversas ventajas, pero son también fuentes de errores de medición.

Los tanques instalados sobre el suelo son poco costosos y fáciles de montar y de mantener. El agua que contienen se mantiene más limpia que la de los tanques enterrados, porque corre menos peligro de ensuciarse por salpicones o por la tierra levantada por el viento. Cualquier pérdida por goteo que se produzca después de la instalación puede detectarse y repararse fácilmente. Sin embargo, la cantidad de agua evaporada es mayor que en las cubetas enterradas, principalmente debido a la energía radiante adicional que absorben sus paredes laterales. Pueden eliminarse en parte los efectos perjudiciales de la radiación en las paredes utilizando cubetas cubiertas de aislante, pero esto aumenta el costo, infringiría las instrucciones de construcción estándar y cambiaría la estabilidad de las relaciones mencionadas en la sección 10.3.

Al enterrar la cubeta se eliminan parcialmente los efectos perjudiciales, tales como la radiación en las paredes laterales o los intercambios térmicos entre la cubeta y la atmósfera. Sin embargo, los inconvenientes son:

- a) el agua se ensucia más rápidamente y la cubeta es más difícil de limpiar;
- b) las posibles pérdidas por goteo son más difíciles de detectar y de reparar;
- c) la altura de la vegetación alrededor de la cubeta se convierte en un factor crítico. Además, entre la cubeta enterrada y el suelo se producen intercambios térmicos considerables, cuya amplitud depende de gran número de factores y, especialmente, del tipo de suelo, de su contenido en agua y de la densidad de la capa vegetal.

Las cubetas flotantes dan una aproximación más precisa de la evaporación que ocurre en la superficie de un lago que las cubetas, enterradas o no, instaladas en la orilla, a pesar de que las cubetas flotantes tienen un poder de acumulación térmico diferente del de los lagos. Sin embargo, están influenciadas por el lago en el que se hallan y, por consiguiente, no constituyen un buen indicador de la evaporación que se produce. Las observaciones son sumamente difíciles de realizar, ya que a menudo las salpicaduras falsean los datos. Por último, la instalación y la explotación de estas cubetas son costosas.

Independientemente del modo de exposición, lo más importante es que la cubeta sea de material inoxidable y que esté ensamblada de tal forma que se reduzca al mínimo el peligro de pérdidas por goteo.

Las lluvias intensas y los vientos violentos tienden a hacer que el agua desborde de las cubetas, lo cual puede falsear completamente las mediciones.

El nivel del agua en el evaporímetro es un factor importante. Si contiene demasiada agua, un 10% (o más) de la lluvia que cae puede desbordar fuera de la cubeta, lo cual hace que se sobrestime la evaporación. Si el nivel es demasiado bajo, la tasa de evaporación se subestimarán

(aproximadamente un 2,5% por cada centímetro sobre el nivel de referencia de 5 cm en las regiones templadas), debido a que el borde de la cubeta proyecta demasiada sombra y protege en exceso el agua que contiene. Cuando se deja que el nivel baje demasiado, la superficie del agua se calienta más y aumenta la tasa de evaporación.

Se aconseja que se limiten las fluctuaciones del nivel de agua, o bien por medios automáticos, o bien reajustando el nivel cada vez que se hace una lectura, o también quitando agua cuando el nivel alcanza el límite superior fijado o añadiéndola cuando alcanza el límite inferior.

### 10.3.7 **Mantenimiento**

Debería llevarse a cabo al menos una vez por mes una inspección, prestando especial atención a la detección de las pérdidas por goteo. Habría que limpiar la cubeta tantas veces como sea necesario para evitar la acumulación de desperdicios, el depósito de sedimentos, así como la formación de espuma y de películas de aceite. Se recomienda verter en el agua de la cubeta una pequeña cantidad de sulfato de cobre o de cualquier otro producto que pueda limitar el crecimiento de algas.

En caso de helada, se debería desprender completamente el hielo que se adhiere a las paredes de la cubeta y medir el nivel de agua mientras el hielo flota. Siempre y cuando se actúe así, el hecho de que una parte del agua esté helada no tiene una gran repercusión sobre el nivel de agua. Si el hielo es demasiado grueso para poder romperlo, debería posponerse la medición hasta que ello sea posible y determinar entonces la evaporación teniendo en cuenta este plazo.

A menudo es necesario proteger la cubeta contra los pájaros y otros animales pequeños, sobre todo en las regiones áridas y tropicales. Para este fin, se puede utilizar:

- a) Repelentes químicos: hay que velar entonces por que estos productos no modifiquen de forma considerable las características del agua que contiene el evaporímetro.
- b) Una malla de alambre fijada sobre la cubeta: este tipo de protección estándar se utiliza corrientemente en diversos lugares; impide que los pájaros y los demás animales beban el agua de la cubeta, pero reduce también las pérdidas por evaporación interceptando una parte de la radiación solar y limitando el movimiento del aire sobre la superficie del agua. Con el objeto de poder evaluar el error relacionado con el efecto de la malla sobre el campo de viento, así como las características térmicas de la cubeta, es aconsejable comparar los valores obtenidos mediante una cubeta protegida con los que se obtienen mediante una cubeta corriente en emplazamientos donde no hay ninguna interferencia. Las pruebas realizadas con una protección cilíndrica, constituida por una malla de acero con celdillas hexagonales de 25 mm, situada en un chasis con barras de acero de 8 mm de diámetro, han indicado una disminución sistemática de un 10% de la tasa de evaporación en tres lugares diferentes durante un período de dos años.

## 10.4 **EVAPOTRANSPIRÓMETROS (LISÍMETROS)**

En las publicaciones técnicas se describen varios tipos de lisímetros. Se dan detalles sobre determinados instrumentos utilizados en los diversos países en OMM (1966 y 2008 (volumen I)).

En general, un lisímetro consiste en un recipiente interior lleno de una muestra de suelo, y con paredes de retención, o en un recipiente exterior, así como en dispositivos especiales que permiten medir la percolación o las variaciones del contenido en agua del suelo.

A nivel internacional, no existe un lisímetro universal normalizado para medir la evapotranspiración. La superficie de estos instrumentos varía de 0,05 a unos 100 m<sup>2</sup>, y su profundidad lo hace de 0,1 a 5 m. Según el método de funcionamiento, se pueden clasificar en lisímetros de balanza y los que no lo son. Cada uno de estos instrumentos ofrece ventajas e inconvenientes, y la elección del lisímetro depende del problema que se vaya a estudiar.



Los lisímetros de percolación (es decir, los que no son de balanza) solo permiten realizar mediciones a largo plazo, a no ser que sea posible medir el contenido en agua del suelo por otro método independiente y seguro. Se utilizan lisímetros de percolación de gran superficie para estudiar el balance hídrico y la evapotranspiración en el caso de una capa vegetal bien desarrollada en altura y profundamente arraigada (árboles adultos, por ejemplo). Los modelos más pequeños y sencillos, utilizados en el caso de un suelo desnudo o todavía recubierto de hierba o de plantas cultivadas, suelen dar excelentes resultados para las aplicaciones prácticas en condiciones de humedad; son fáciles de instalar, su mantenimiento es poco costoso y, por lo tanto, se integran bien en las redes de observación.

Salvo que se utilice un tipo de microlisímetro simple para medir la evaporación del suelo, los lisímetros de balanza son mucho más costosos. Sin embargo, ofrecen la ventaja de dar estimaciones fiables y precisas de valores a corto plazo de la evapotranspiración, siempre y cuando se hayan tomado las precauciones indispensables en materia de diseño, manejo y elección del emplazamiento.

Se han elaborado varias técnicas de pesaje basadas en diversos principios de mecánica y de hidráulica. Los lisímetros pequeños más sencillos generalmente se levantan de sus zócalos y se instalan en una balanza mecánica mediante grúas móviles. A veces su recipiente se instala de forma permanente en una balanza mecánica con objeto de realizar registros continuos. Se simplifica considerablemente el sistema de pesaje y de registro utilizando celdas de carga equipadas con extensómetros de una resistencia eléctrica variable. Los sistemas hidráulicos de pesaje se basan en el principio de desplazamiento de los fluidos provocado por el empuje de un recipiente flotante (se habla en este caso de lisímetro flotante) o en el principio de variaciones de la presión del líquido que interviene en las celdas de carga hidráulicas.

Se recomienda que se empleen grandes lisímetros de balanza registradores para efectuar mediciones de precisión en los centros de investigación, y para llevar a cabo la normalización y la parametrización de otros sistemas de medición de la evapotranspiración, así como la modelización de este proceso. Los pequeños modelos de lisímetros de balanza resultan útiles y adecuados para las instalaciones de red. En cuanto a la utilización de microlisímetros para medir la evaporación a partir del suelo, este es un fenómeno relativamente nuevo.

#### 10.4.1 ***Mediciones realizadas mediante lisímetros***

En cuanto a los lisímetros, la tasa de evapotranspiración puede estimarse mediante la ecuación general del balance hídrico aplicada a sus recipientes. La evapotranspiración es igual a la precipitación/irrigación, menos la percolación menos la variación del almacenamiento de agua.

Por consiguiente, los programas de observación realizados en parcelas en las que están instalados lisímetros incluyen observaciones de la precipitación, de la irrigación, de la percolación y de la variación del almacenamiento de agua en el suelo. También resulta conveniente completar estos programas con las observaciones del crecimiento y del desarrollo de las plantas.

Es preferible medir la precipitación (y, si procede, la irrigación) al nivel del suelo por métodos normalizados. El agua de percolación se recoge en un tanque y su volumen puede medirse a intervalos regulares o registrarse. Para evaluar con precisión la variación del almacenamiento, se emplean las minuciosas técnicas gravimétricas descritas anteriormente. Cuando se realice el pesaje, convendría proteger el lisímetro de los efectos de la carga ejercida por el viento.

El método volumétrico da buenos resultados cuando se trata de evaluar la evolución a largo plazo de la evapotranspiración; permite medir la cantidad de la precipitación y la magnitud de la percolación. Se toma por hipótesis que la variación del almacenamiento tiende hacia cero durante el período de observación. Además, es posible determinar la variación del contenido en agua del suelo estableciendo una relación entre la humedad del suelo con su propio poder de retención, al principio y al final de ese periodo.

#### 10.4.2 **Exposición**

Las observaciones de la evapotranspiración deberían ser representativas de la capa vegetal y de las condiciones de humedad de los alrededores de la estación en general (OMM, 2010). Para que las tasas de evapotranspiración medidas sean representativas, convendría que el suelo y la capa vegetal del lisímetro sean idénticos a los de la zona circundante y que las perturbaciones provocadas por la presencia de instrumentos se minimicen. A continuación, se indican las principales exigencias en materia de exposición de lisímetros.

Para preservar las propiedades hidromecánicas del suelo, se recomienda instalar un solo bloque (monolítico) en el recipiente. Cuando el suelo es ligero y bastante homogéneo, y el recipiente es de gran tamaño, basta rellenar este último, capa por capa, en el mismo orden y con la misma densidad que en el perfil natural.

Para simular el drenaje natural, hay que velar por que este proceso se realice libremente en el fondo del recipiente. La textura del suelo obliga a veces a utilizar una bomba de vacío para conseguir artificialmente la aspiración necesaria.

Salvo en el caso de los microlisímetros que sirven para medir la evaporación del suelo, los lisímetros deberían ser suficientemente amplios y profundos, y su borde, tan bajo como sea posible para que la capa vegetal pueda crecer libremente y de forma representativa.

En general, la elección del emplazamiento de los lisímetros está sujeta a las mismas exigencias relativas a la superficie expuesta al viento que las cubetas de evaporación (los instrumentos deberían instalarse fuera de la zona de influencia de edificios, árboles aislados, otros instrumentos meteorológicos, etc.). Para reducir al mínimo los efectos de advección, conviene emplazar los lisímetros a una distancia suficiente (es decir, por lo menos a 100 o a 150 m) del borde, viento arriba de la zona circundante. La atenuación de los efectos de advección es particularmente importante cuando se trata de realizar mediciones en la superficie de tierras irrigadas.

#### 10.4.3 **Fuentes de error**

Las mediciones realizadas mediante lisímetros son objeto de diversos errores relacionados con las perturbaciones de las condiciones naturales debidas a los propios instrumentos. Entre las principales fuentes de error, cabe señalar:

- a) el crecimiento limitado del sistema de raíces;
- b) la modificación de la difusión turbulenta que resulta de la discontinuidad en la cubierta forestal entre el interior del lisímetro y la zona circundante (esta discontinuidad puede corresponder al círculo delimitado por el recipiente y las paredes de retención del lisímetro, o puede ser la consecuencia de disparidades en la cubierta forestal propiamente dicha);
- c) el desequilibrio térmico entre el lisímetro y la zona circundante causado por:
  - i) el aislamiento térmico del instrumento con respecto al subsuelo;
  - ii) los efectos térmicos del aire ascendente o descendente que circula entre el recipiente y las paredes de retención;
  - iii) la modificación de las propiedades térmicas del suelo, debida al cambio de su textura y de su contenido en agua;
- d) la equivalencia insuficiente del balance hídrico relativo al instrumento y a la zona circundante, debida a:
  - i) la perturbación de la estructura del suelo;



- ii) el drenaje inadecuado;
- iii) la filtración vertical en las paredes;
- iv) la interrupción de la escorrentía y de los movimientos laterales del agua en el suelo.

Algunas disposiciones permiten reducir los errores de las mediciones obtenidas mediante lisímetros, como el ajuste de la temperatura bajo el recipiente o la instalación de aros de bridas con objeto de disminuir la filtración vertical en las paredes. Si bien es primordial tener que diseñar con gran detenimiento los lisímetros, también es importante conseguir una buena representatividad de las diversas plantas o del suelo utilizados para estudiar la zona en cuestión. Además, el terreno en el que está instalado el lisímetro deberá ser perfectamente representativo del medio natural de los alrededores.

#### 10.4.4 **Mantenimiento**

Se deben tomar ciertas medidas para preservar la representatividad de la capa vegetal que se halla dentro de los lisímetros. Todas las actividades agrícolas o de otro tipo (siembra, fertilización, siega, etc.) deberían realizarse de la misma forma y en el mismo momento en el recipiente y en la zona circundante. Para evitar los errores debidos a anomalías de las precipitaciones, habría que mantener las plantas que se encuentran cerca o dentro del recipiente en posición vertical, y hacer lo necesario para que las hojas y los tallos rotos no vuelvan a caerse en la superficie del lisímetro.

El mantenimiento de los dispositivos técnicos varía en función del tipo de instrumento y no puede describirse aquí.

Se recomienda comprobar, por lo menos una vez al año, que los lisímetros no sufren pérdidas por goteo, cubriendo su superficie para impedir la evapotranspiración y verificando durante un período de unos días si la cantidad de agua drenada es igual a la cantidad de agua añadida en la superficie.

### 10.5 **ESTIMACIÓN DE LA EVAPORACIÓN A PARTIR DE SUPERFICIES NATURALES**

Al examinar los factores que influyen en la evaporación, tal como se indica en la sección 10.1.3, se observa que la tasa de evaporación a partir de una superficie natural difiere necesariamente de la tasa calculada mediante un evaporímetro expuesto a las mismas condiciones atmosféricas, debido a la disparidad de las propiedades físicas de las dos superficies evaporantes.

En la práctica, las tasas de evaporación y de evapotranspiración en superficies naturales presentan mucho interés, tanto si se trata de la evaporación de los embalses o de los lagos, como de la evaporación en cultivos o incluso de la evaporación de superficie en amplias extensiones, tales como las cuencas fluviales.

Las estimaciones de superficie de la evapotranspiración son especialmente difíciles de obtener en regiones que tienen características de superficie y modos de utilización de los suelos diferentes (OMM, 1966 y 1997).

Los métodos más adecuados para la estimación de la evaporación de los lagos y de los embalses son el balance hídrico, el balance energético, los enfoques aerodinámicos, el método que combina ecuaciones aerodinámicas y ecuaciones del balance energético, así como la utilización de una relación de complementariedad entre la evaporación real y la evaporación potencial. Se dispone además de técnicas de evaporación, a partir de una cubeta, que permiten determinar un coeficiente lago-cubeta. Este coeficiente, que varía según el tipo de cubeta y su modo de exposición, también depende de las condiciones climáticas (véanse OMM, 1985 y 2008 (capítulo 4 del volumen I)).

Se pueden obtener valores puntuales o de superficie de la evapotranspiración, sin limitación de agua, a partir de superficies cubiertas de vegetación, evaluando la evapotranspiración potencial (o evapotranspiración de los cultivos de referencia) mediante los métodos utilizados en el caso de los lagos, después de adaptarlos a las condiciones propias a la capa vegetal. Algunos métodos utilizan, para cada tipo de vegetación (como sería el tipo de cultivo) coeficientes que varían según su fase de desarrollo, así como un valor integrado de la resistencia estomática relativa a esa vegetación en su conjunto.

Para calcular la evaporación de referencia diaria (24 horas) de la vegetación a partir de la temperatura media diaria del aire y de la radiación global total diaria, el Instituto Real de Meteorología de los Países Bajos emplea el procedimiento establecido por G. F. Makkink (Hooghart, 1971), a saber:

Presión de saturación del vapor a la temperatura del aire  $T$ :

$$e_s(T) = 6,107 \cdot 10^{7,5 \cdot \frac{T}{237,3+T}} \quad \text{hPa}$$

Pendiente de la curva de la presión de saturación del vapor de agua con respecto a la temperatura  $T$ :

$$\Delta(T) = \frac{7,5 \cdot 237,3}{(237,3+T)^2} \cdot \ln(10) \cdot e_s(T) \quad \text{hPa/}^\circ\text{C}$$

Constante psicrométrica:

$$\Delta(T) = 0,646 + 0,0006T \quad \text{hPa/}^\circ\text{C}$$

Calor específico de la evaporación del agua:

$$\lambda(T) = 1\,000 \cdot (2\,501 - 2,38 \cdot T) \quad \text{J/kg}$$

Densidad del agua:

$$\rho = 1\,000 \quad \text{kg/m}^3$$

Radiación global (total en 24 horas):

$$Q \quad \text{J/m}^2$$

Temperatura del aire (promedio de 24 horas):

$$T \quad ^\circ\text{C}$$

Evaporación diaria de referencia de la vegetación<sup>1</sup>:

$$E_r = \frac{1000 \cdot 0,65 \cdot \delta(T)}{\{\delta(T) + \gamma(T)\} \cdot \rho \cdot \lambda(T)} \cdot Q \quad \text{mm}$$

Al establecer una relación entre la tasa medida de evapotranspiración real y las estimaciones de la tasa de evapotranspiración potencial, sin limitación de agua, relacionando luego el valor normalizado así obtenido con el contenido en agua del suelo, el déficit hídrico del suelo o el potencial hídrico en la zona de las raíces, es posible obtener coeficientes que permiten calcular la tasa de evapotranspiración real para un suelo con un contenido de agua determinado.

Se consigue estimar más directamente los valores puntuales de la evapotranspiración real a partir del suelo, observando, mediante un muestreo constante, las variaciones del contenido de agua del suelo o midiendo dicha evapotranspiración con una mayor exactitud mediante un lisímetro de balanza. Otros métodos se basan en mediciones de la turbulencia (correlación del flujo turbulento, por ejemplo) o del perfil (métodos de observación en la capa límite y, a dos alturas, método del balance energético basado en la relación de Bowen). Estos métodos son mucho más costosos y exigen instrumentos y sensores especiales para medir la humedad, la velocidad del

<sup>1</sup> La constante 1 000 se aplica para la conversión de metros a milímetros; la constante 0,65 es una constante empírica típica.

viento y la temperatura. Las estimaciones obtenidas, válidas para los tipos de suelo y de cubierta forestal estudiados, pueden utilizarse como valores de referencia independientes, con miras a la elaboración de relaciones empíricas para la modelización de la evapotranspiración.

Las dificultades que plantea la evaluación de la evapotranspiración a nivel de las cuencas fluviales se deben a la disparidad de las características de superficie, que ocasiona una tasa de evapotranspiración variable en el marco de la zona estudiada. Cuando se quieren obtener valores a corto plazo, es indispensable basarse en relaciones empíricas para estimar la evapotranspiración. Si se lleva a cabo un estudio sobre un período de tiempo más largo (con objeto de reducir al mínimo los efectos de almacenamiento), se puede utilizar el método del balance hídrico para evaluar la evapotranspiración de la cuenca (véase OMM, 1971). Para llevar a cabo estimaciones sobre amplias extensiones se puede utilizar el método basado en el balance hídrico de la atmósfera, que permite deducir la tasa de evapotranspiración de superficie de los datos de radiosondeo. En OMM (2008, capítulo 4 del volumen I) se describen estos métodos, las ventajas que ofrecen y sus límites de aplicación.

Es difícil medir la evaporación de una capa de nieve, y los resultados probablemente no sean más exactos que los que se pueden obtener por el cálculo de la evaporación del agua.

Para medir la evaporación de un manto de nieve, en numerosos países se utilizan evaporímetros de polietileno o de plástico incoloro, y las observaciones solo se hacen cuando no nieva.

La evaporación de una capa de nieve se puede estimar utilizando la ecuación de la difusión turbulenta y teniendo en cuenta las observaciones de la humedad del aire y de la velocidad del viento efectuadas en la superficie de la capa de nieve y a uno o dos niveles por encima de dicha capa. Estas estimaciones son más fiables cuando los valores de la evaporación se calculan para períodos de cinco días o más.

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Hooghart, J. C. (ed.), 1971: *Evaporation and Weather*. TNO Committee of Hydrological Research, Technical Meeting 44, Proceedings and Information No. 39, TNO. La Haya.
- Organización Meteorológica Mundial, 1966: *Measurement and Estimation of Evaporation and Evapotranspiration*. Technical Note No. 83 (WMO-No. 201, TP. 105). Ginebra.
- , 1971: *Problems of Evaporation Assessment in the Water Balance* (C.E. Hounam). WMO/IHD Report No. 13 (WMO-No. 285). Ginebra.
- , 1973: *Atmospheric Vapour Flux Computations for Hydrological Purposes* (J.P. Peixoto). WMO/IHD Report No. 20 (WMO-No. 357). Ginebra.
- , 1976: *The CIMO International Evaporimeter Comparisons* (WMO-No. 449). Ginebra.
- , 1977: *Hydrological Application of Atmospheric Vapour-Flux Analyses* (E.M. Rasmusson). Operational Hydrology Report No. 11 (WMO-No. 476). Ginebra.
- , 1985: *Casebook on Operational Assessment of Areal Evaporation*. Operational Hydrology Report No. 22 (WMO-No. 635). Ginebra.
- , 1992: *Vocabulario Meteorológico Internacional* (OMM-N° 182). Ginebra.
- , 1997: *Estimation of Areal Evapotranspiration*. Technical Reports in Hydrology and Water Resources No. 56 (WMO/TD-No. 785). Ginebra.
- , 2008: *Guía de prácticas hidrológicas* (OMM-N° 168), volúmenes I y II. Ginebra.
- , 2010: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544), volumen I. Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial/Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO), 2012: *Glosario Hidrológico Internacional* (OMM-N° 385). Ginebra
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 11. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO .....	350
11.1 Generalidades .....	350
11.1.1 Definiciones .....	350
11.1.2 Unidades .....	351
11.1.3 Requisitos meteorológicos .....	352
11.1.4 Métodos de medición .....	353
11.2 Medición gravimétrica directa del contenido hídrico del suelo .....	353
11.3 Contenido hídrico del suelo: métodos indirectos .....	355
11.3.1 Métodos radiológicos .....	355
11.3.1.1 Método de dispersión neutrónica .....	355
11.3.1.2 Atenuación de rayos gamma .....	356
11.3.2 Características dieléctricas del agua del suelo .....	357
11.3.2.1 Reflectometría de dominio temporal .....	357
11.3.2.2 Medición en dominio de frecuencias .....	357
11.4 Instrumentos para medir el potencial hídrico del suelo .....	358
11.4.1 Tensiómetros .....	358
11.4.2 Bloques de resistencia eléctrica .....	359
11.4.3 Psicrómetros .....	360
11.5 Selección del emplazamiento y tamaño de la muestra .....	360
11.6 Teledetección de la humedad del suelo .....	361
11.6.1 Teledetección por microondas .....	362
11.6.1.1 Introducción .....	362
11.6.1.2 Radiómetros multifrecuencia .....	363
11.6.1.3 Dispersómetros .....	363
11.6.1.4 Radars de abertura sintética .....	364
11.6.1.5 Misiones especiales en banda L .....	365
11.6.1.6 Recuperación de la humedad del suelo .....	365
11.6.2 Teledetección en el infrarrojo térmico .....	368
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	370

## CAPÍTULO 11. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

### 11.1 GENERALIDADES

La humedad del suelo es un componente importante del ciclo hidrológico atmosférico, tanto a la pequeña escala de los usos agrarios como para modelizar en gran escala la interacción entre la tierra y la atmósfera. La vegetación y los cultivos dependerán siempre en mayor medida de la humedad disponible al nivel de las raíces que de la precipitación. La realización de un balance hídrico, no solo para planificar el riego sino también para programar las fechas reales de la irrigación, requiere disponer de información a nivel local relativa a la humedad del suelo. Cuando se conoce el grado de humedad del suelo, es más fácil comprender el inicio de episodios convectivos y predecir el riesgo de crecidas repentinas o la aparición de nieblas.

Sin embargo, la humedad del suelo es una variable que rara vez se observa de forma regular en las estaciones meteorológicas. La documentación sobre la humedad del suelo se limitaba por lo general a la descripción del “estado del terreno” según las tablas de cifrado 0901 y 0975 de la OMM, dejando que hidrólogos, técnicos agrarios y otros colectivos se encargaran de su medición. En torno a 1990, aumentó el interés de los meteorólogos por medir la humedad del suelo. En parte, ello se debía a que, tras los estudios pioneros de Deardorff (1978), los modelos atmosféricos numéricos en distintas escalas se prestaban mejor al tratamiento de los flujos de calor sensible y latente en las capas superficiales del suelo. Además, las técnicas de medición de la humedad del suelo recién desarrolladas son más fáciles de aplicar en las estaciones meteorológicas que la mayoría de los métodos clásicos.

Atendiendo a la creciente necesidad de determinar la humedad del suelo, se examinarán aquí los métodos e instrumentos más habitualmente utilizados, junto con sus ventajas y desventajas. Se mencionarán, asimismo, algunas técnicas de observación menos habituales. En el presente capítulo se examinará la medición de la humedad del suelo tanto *in situ* como por teledetección. También se incluirá la teledetección desde el espacio, que se complementa con información de la parte III de la presente Guía.

#### 11.1.1 Definiciones

La determinación de la humedad del suelo mide el contenido de agua o el potencial hídrico de los suelos.

#### Contenido de agua en el suelo

El contenido de agua del suelo es un valor que expresa la masa o el volumen de agua contenido en el suelo, mientras que el potencial hídrico del suelo expresa la energía hídrica presente en este. La relación entre el contenido y el potencial no es universal y depende de las características del suelo local, por ejemplo, la densidad o la textura de los suelos.

En términos de masa, el contenido de agua en el suelo se expresa mediante el contenido gravimétrico de humedad del suelo,  $\theta_g$ , definido como:

$$\theta_g = M_{\text{agua}} / M_{\text{suelo}} \quad (11.1)$$

donde  $M_{\text{agua}}$  es la masa de agua contenida en la muestra de suelo y  $M_{\text{suelo}}$  es la masa de suelo seco contenida en la muestra. En meteorología, los valores de  $\theta_g$  se expresan habitualmente en términos porcentuales.

Dado que la precipitación, la evapotranspiración y el transporte de solutos son variables habitualmente expresadas en términos de flujo, las expresiones volumétricas del contenido de agua son a menudo más útiles. Para una muestra de suelo, el contenido volumétrico de humedad del suelo,  $\theta_v$ , se define como sigue:

$$\theta_v = V_{\text{agua}} / V_{\text{muestra}} \quad (11.2)$$

donde  $V_{\text{agua}}$  es el volumen de agua contenido en la muestra de suelo y  $V_{\text{muestra}}$  es el volumen total de suelo seco + aire + agua de la muestra. Una vez más, el cociente se expresa por lo general en valores porcentuales, aunque numerosos grupos de investigación están adoptando el contenido volumétrico de agua ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ) como patrón para expresar la humedad del suelo. La relación entre el contenido gravimétrico y el contenido volumétrico de humedad es la siguiente:

$$\theta_v = \theta_g (\rho_b / \rho_w) \quad (11.3)$$

donde  $\rho_b$  es la densidad aparente del suelo seco y  $\rho_w$  es la densidad del agua del suelo.

La técnica básica para medir el contenido de agua en el suelo es el método gravimétrico, que se describe en la sección 11.2. Dado que este se basa en mediciones directas, constituye el método de referencia con respecto al cual se comparan todos los demás. Por desgracia, el muestreo gravimétrico es destructivo y hace imposible repetir las mediciones en una misma muestra de suelo. Debido a las dificultades que conlleva una medición exacta de los volúmenes de suelo seco y de agua, el contenido volumétrico de agua no se suele determinar directamente.

### Potencial hídrico del suelo

El potencial hídrico del suelo describe la energía presente en el agua del suelo, y es un parámetro importante para analizar el transporte hídrico, las estimaciones de almacenamiento de agua y las relaciones entre el suelo, las plantas y el agua. Una diferencia de potencial hídrico entre dos puntos del suelo indica una tendencia del agua a fluir del potencial alto al bajo. Cuando el suelo se está secando, el potencial hídrico es más negativo, y aumenta el trabajo necesario para extraer agua de él. Ello dificulta la absorción del agua por las plantas, con lo que el potencial hídrico de la planta disminuye, ocasionándole estrés vegetal y, en casos extremos, una marchitez acusada.

Por lo común, el potencial hídrico es un indicador de la capacidad del agua del suelo para realizar un trabajo o, en el caso del potencial negativo, el trabajo necesario para extraer agua del suelo. El potencial hídrico total  $\psi_t$ , que combina los efectos de todos los campos de fuerza, viene dado por:

$$\psi_t = \psi_z + \psi_m + \psi_o + \psi_p \quad (11.4)$$

donde  $\psi_z$  es el potencial gravitacional basado en la elevación por encima del nivel medio del mar;  $\psi_m$  es el potencial matricial, es decir, el efecto de succión debido a la atracción del agua por la matriz del suelo;  $\psi_o$  es el potencial osmótico, debido a los efectos energéticos de los solutos en el agua; y  $\psi_p$  es el potencial de presión, que es la presión hidrostática existente bajo una superficie de agua.

Los potenciales que no están relacionados con la composición del agua o del suelo se denominan, en conjunto, potencial hidráulico,  $\psi_h$ . En suelos saturados, su valor viene expresado mediante  $\psi_h = \psi_z + \psi_p$ , mientras que en suelos no saturados se expresa mediante la igualdad  $\psi_h = \psi_z + \psi_m$ . Cuando en un estudio aparezca la expresión "potencial hídrico", a veces denotado en la forma  $\psi_w$ , será aconsejable consultar la definición del autor, ya que el término ha sido utilizado tanto para  $\psi_m + \psi_z$  como para  $\psi_m + \psi_o$ .

Los gradientes de los distintos potenciales no siempre serán muy eficaces como inductores de flujo. Así, por ejemplo,  $\psi_o$  necesita una membrana semipermeable para inducir el flujo, y  $\psi_p$  existirá en condiciones de saturación o encharcamiento, aunque la mayoría de las aplicaciones prácticas se efectúan en suelos no saturados.

#### 11.1.2 Unidades

Al resolver las ecuaciones del balance de masa o de continuidad del agua, hay que recordar que los componentes de los parámetros de contenido hídrico son dimensionales. El contenido gravimétrico de agua es el peso del agua del suelo contenido en una unidad de peso de ese mismo suelo (kg de agua/kg de suelo seco). Del mismo modo, el contenido volumétrico de agua es una fracción volumétrica ( $\text{m}^3$  de agua/ $\text{m}^3$  de suelo).

La unidad básica para expresar el potencial hídrico es la energía (en julios =  $\text{kg m}^2 \text{s}^{-2}$ ) por unidad de masa (en julios por kilogramo,  $\text{J kg}^{-1}$ ). Alternativamente, la energía por unidad de volumen (en julios por metro cúbico,  $\text{J m}^{-3}$ ) es equivalente a la presión, expresada en pascales ( $\text{Pa} = \text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$ ). En el pasado, se utilizaba el bar (= 100 kPa), la atmósfera (= 101,32 kPa) o la libra por pulgada cuadrada (= 6,895 kPa). Una tercera clase de unidades corresponde a la presión ejercida por una columna de agua o de mercurio expresada en (centí)metros, o energía por unidad de peso. La relación entre esas tres clases de unidades de potencial es la siguiente:

$$\psi \left( \text{J kg}^{-1} \right) = \gamma \cdot \psi \left( \text{Pa} \right) = \left[ \psi \left( \text{m} \right) \right] / g \quad (11.5)$$

donde  $\gamma = 10^3 \text{ kg m}^{-3}$  (densidad del agua) y  $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$  (aceleración de la gravedad). Dado que el potencial hídrico del suelo presenta un rango de valores amplio, suele expresarse en unidades logarítmicas, por lo general en términos de altura de presión de agua. Una unidad habitualmente utilizada para esa magnitud es la denominada pF, igual al logaritmo en base 10 del valor absoluto de la columna de agua expresada en centímetros.

### 11.1.3 Requisitos meteorológicos

El suelo está constituido por partículas individuales y conglomerados de material mineral y orgánico, separados por huecos o poros llenos de aire y agua. La magnitud relativa del espacio que ocupan los poros disminuye a medida que aumenta el tamaño de los granos del suelo (aunque intuitivamente cabría esperar lo contrario). El movimiento del agua líquida a través del suelo depende del tamaño, de la forma y, en general, de la geometría del espacio de los poros.

Si se añade una gran cantidad de agua a un volumen de suelo por lo demás “seco”, parte de ella escurrirá rápidamente por efecto de la gravedad a través de las grietas y canales de tamaño relativamente mayor. El resto tenderá a desplazar parte del aire contenido en los huecos entre partículas, empezando por los poros de mayor tamaño. En términos generales, se producirá el avance de un “frente húmedo” claramente definido en sentido descendente a través del suelo, creando a su paso una capa de espesor creciente en la que quedará retenida toda la humedad que no puede ser arrastrada por gravedad. Al llegar a ese punto, se dice que la capa del suelo ha alcanzado la “capacidad de campo”, que para la mayoría de los suelos se alcanza cuando  $\psi_m \approx -33 \text{ J/kg}$ , con un rango de valores desde  $-1 \text{ J/kg}$  para suelos orgánicos hasta  $-100 \text{ J/kg}$  para suelos arcillosos pesados. Puede asignarse un valor de  $-10 \text{ J/kg}$  ( $pF \approx 2$ ) a los suelos de arena limosa. No hay que confundir este estado con la indeseable situación del suelo “saturado”, en que todos los huecos porosos están ocupados por agua. Después de un episodio de saturación, por ejemplo tras una lluvia intensa, el suelo necesita por lo general al menos 24 horas para alcanzar la capacidad de campo. Cuando el contenido de humedad desciende por debajo de esa capacidad, el limitado movimiento de agua que sobreviene en el suelo se produce, en parte, en forma líquida y, en parte, en fase de vapor por destilación (en función de los gradientes de temperatura del suelo) y, en ocasiones, por transporte en las raíces de las plantas.

Las raíces de las plantas presentes en el volumen de suelo extraerán agua líquida de las películas de agua que rodean las partículas de suelo con las que están en contacto. La tasa de extracción dependerá del potencial de humedad del suelo. Se alcanzará un punto en que las fuerzas que retienen las películas de humedad adheridas a las partículas del suelo son superiores a la fuerza de succión de las raíces y en que las plantas no pueden ya absorber agua y pierden turgencia: la humedad del suelo ha alcanzado el “punto de marchitez permanente”, que en la mayoría de los casos ocurre cuando el potencial hídrico del suelo llega a  $-1,5 \text{ MPa}$  ( $pF = 4,2$ ). En agricultura, se considera generalmente que el agua del suelo disponible para las plantas es la cantidad de agua que corresponde al intervalo comprendido entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente, que varía considerablemente según los suelos: en suelos arenosos puede ser inferior al 10% en términos volumétricos, mientras que en suelos con mayor abundancia de materia orgánica puede llegar a superar el 40% en volumen.

Por lo general, es deseable conocer el contenido y el potencial de humedad del suelo en función de la profundidad. Los modelos de evapotranspiración son aplicables, en su mayoría, a profundidades pequeñas (decenas de centímetros); en las aplicaciones agrarias, se necesita información sobre la humedad a la profundidad de las raíces (del orden de 1 metro); y los modelos de circulación general de la atmósfera incorporan varias capas hasta unos cuantos



metros de profundidad. A efectos hidrológicos y del balance hídrico (por ejemplo, en modelos de escorrentía a escala de cuenca de captación, o para calcular los efectos sobre las propiedades del suelo en términos de resistencia mecánica, conductividad térmica o difusividad), se necesita información sobre el contenido hídrico del suelo en capas profundas. El grado de exactitud necesario para determinar el contenido de agua y la resolución espacio-temporal requerida variarán según la aplicación. Un problema habitual es la heterogeneidad de numerosos suelos, que hace que un solo punto de observación no pueda aportar información absoluta sobre la humedad del suelo regional, sino únicamente un conocimiento relativo acerca de su variación.

#### 11.1.4 Métodos de medición

Los métodos e instrumentos disponibles para evaluar el agua de los suelos admiten tres tipos de clasificaciones. La primera está basada en una distinción entre la determinación del contenido de agua y la determinación del potencial hídrico. La segunda, basada en un método denominado "directo", hace necesario disponer de un volumen de terreno suficientemente representativo del que pueda obtenerse gran número de muestras de suelo para someterlas a una evaluación destructiva en laboratorio. Los métodos indirectos consisten en utilizar un instrumento colocado en el suelo para medir alguna propiedad de este relacionada con su humedad. La tercera clasificación está basada en la aplicabilidad práctica de cada método, teniendo en cuenta el trabajo habitualmente necesario, el grado de dependencia respecto de la disponibilidad de laboratorios, la complejidad de la operación y la fiabilidad del resultado. Además, es necesario comparar los costos preliminares de la instrumentación adquirida con los costos posteriores de las actividades ordinarias de observación local y procesamiento de datos.

Algunas referencias, como OMM (1968, 1989 y 2001) y Schmugge y otros (1980), son muy útiles para comprender los problemas prácticos, pero como los métodos de medición dieléctrica no se desarrollaron hasta bien entrado el decenio de 1980, las referencias demasiado antiguas no deberían ser muy fiables en lo que se refiere a la selección de métodos prácticos.

Para determinar el contenido hídrico del suelo hay cinco posibles maneras de proceder. En primer lugar, el método clásico de determinación gravimétrica de la humedad, que es simple y directo. En segundo lugar, la lisimetría, que es una alternativa no destructiva de las mediciones gravimétricas; consiste en pesar, de manera ocasional o continua, un recipiente relleno de suelo para conocer las variaciones de la masa total contenida, que pueden deberse parcial o enteramente a variaciones de la humedad del suelo (los lisímetros se abordan con mayor detalle en el capítulo 10 de la parte I). En tercer lugar, es posible determinar indirectamente el contenido de agua utilizando diversas técnicas radiológicas, como la dispersión de neutrones o la absorción gamma. En cuarto lugar, el contenido de agua puede determinarse a partir de las propiedades dieléctricas del suelo, por ejemplo, mediante reflectometría de dominio temporal. Por último, la humedad del suelo puede inferirse a escala mundial a partir de mediciones realizadas por teledetección de las propiedades térmicas o reflectantes de la Tierra.

El potencial hídrico del suelo puede medirse utilizando varios métodos indirectos, en particular mediante tensiómetros, bloques de resistencia eléctrica o psicrómetros de suelo. Ninguno de estos instrumentos es actualmente eficaz para todo el rango de valores del potencial hídrico. Para una descripción más extensa de los métodos de medición de la humedad del suelo, son útiles los manuales actualizados de Klute (1986), Dirksen (1999), Gardner y otros (2001) y Mullins (2001).

## 11.2 MEDICIÓN GRAVIMÉTRICA DIRECTA DEL CONTENIDO HÍDRICO DEL SUELO

El contenido gravimétrico de humedad del suelo  $\theta_g$  se determina, por lo general, directamente. Para ello, se toman muestras de suelo de unos 50 g utilizando las herramientas más apropiadas disponibles (palas, barrenas de muestreo manuales en espiral, barrenas de muestreo de cubeta, e incluso tubos de perforación de propulsión eléctrica), de modo que se altere lo menos posible la estructura del suelo de la muestra (Dirksen, 1999). Inmediatamente después debería colocarse la muestra en un recipiente estanco, exento de grietas, previamente pesado e identificado. Dado que las muestras serán introducidas en un horno, el recipiente tendría que poder resistir

temperaturas altas sin fundirse ni perder una masa apreciable. Lo más habitual es utilizar latas de aluminio, aunque convendría utilizar recipientes no metálicos si las muestras van a ser secadas en hornos de microondas en laboratorio. Cuando sea necesario transportar las muestras a gran distancia, debería sellarse el recipiente con cinta adhesiva para evitar la pérdida de humedad por evaporación.

Las muestras y el recipiente son pesados en el laboratorio tanto antes como después del secado, de modo que la diferencia representará la masa de agua inicialmente presente en la muestra. El secado consiste en colocar el recipiente, abierto, en un horno eléctrico a 105 °C hasta que la masa se estabiliza en un valor constante. El tiempo de secado varía, por lo general, entre 16 y 24 horas. Obsérvese que el secado a  $105 \pm 5$  °C encaja en la definición habitualmente aceptada de "contenido de agua en el suelo", que responde al propósito de medir solo el contenido de agua "libre", no fijada a la matriz de suelo (Gardner y otros, 2001).

Cuando las muestras de suelo contienen cantidades considerables de materia orgánica podría tener lugar una oxidación excesiva a 105 °C, en cuyo caso se perdería parte de la materia orgánica de la muestra. Aunque es difícil especificar la temperatura a partir de la cual la oxidación será excesiva, un descenso de 105 °C a 70 °C en la temperatura del horno parece ser suficiente para evitar pérdidas apreciables de materia orgánica, aunque los valores del contenido hídrico así obtenidos podrían ser demasiado bajos. Será necesario comprobar y notificar las temperaturas del horno y los tiempos de secado.

Un método también eficaz es el secado en horno de microondas para determinar el contenido gravimétrico de agua (Gee y Dodson, 1981). Consiste en elevar rápidamente la temperatura del agua en el suelo hasta llegar al punto de ebullición para, seguidamente, mantenerla constante durante cierto período por efecto del calor absorbido por evaporación del agua. Sin embargo, en cuanto la energía absorbida por el agua del suelo excede de la necesaria para evaporar el agua, la temperatura aumenta rápidamente. Este método debería utilizarse con precaución, ya que las temperaturas pueden llegar a ser lo suficientemente altas como para derretir los recipientes de plástico cuando la muestra de suelo contiene piedras.

El contenido gravimétrico de agua en suelos minerales naturalmente secos (25 °C) suele ser inferior al 2% aunque, a medida que el suelo se aproxima al estado saturado, el contenido hídrico puede alcanzar valores comprendidos entre el 25% y el 60%, según el tipo de suelo. El contenido volumétrico de agua en el suelo,  $\theta_v$ , puede ser tan bajo como el 10% en suelos naturalmente secos y tan alto como entre el 40% y el 50% en suelos minerales próximos a la saturación. Para determinar  $\theta_v$  es necesario medir la densidad del suelo, por ejemplo, recubriendo un terrón con parafina y pesándolo en aire y en agua, o utilizando algún otro método (Campbell y Henshall, 2001).

El contenido hídrico de los suelos pedregosos o cubiertos de gravilla puede inducir gravemente a error. Cuando las piedras ocupan un volumen apreciable del suelo, modifican la medición directa de la masa del mismo sin afectar en la misma medida a su porosidad. Así, por ejemplo, el contenido gravimétrico de agua puede ser del 10% para una muestra de suelo con una densidad aparente de  $2\,000\text{ kg m}^{-3}$ ; en cambio, el contenido hídrico de esa misma muestra constituida por un material más fino (sin piedras ni gravilla) sería del 20% para una densidad aparente del suelo fino de  $1\,620\text{ kg m}^{-3}$ .

Aunque el contenido gravimétrico de agua de la fracción de suelo más fino,  $\theta_{g,\text{fino}}$ , es el valor habitualmente utilizado para efectuar comparaciones espaciales y temporales, podría ser también necesario determinar el contenido volumétrico de agua de un suelo cubierto de gravilla. Este último valor podría ser importante para calcular el volumen de agua en una zona radicular. La relación entre el contenido gravimétrico de agua del suelo más fino y el contenido volumétrico de agua aparente viene dada por:

$$\theta_{v,\text{pedregoso}} = \theta_{g,\text{fino}} (\rho_b / \rho_w) (1 + M_{\text{piedras}} / M_{\text{fino}}) \quad (11.6)$$

donde  $\theta_{v,\text{pedregoso}}$  es el contenido volumétrico de agua aparente del suelo que contiene piedras o gravilla y  $M_{\text{piedras}}$  y  $M_{\text{fino}}$  son las masas de las fracciones de suelo pedregoso y fino, respectivamente (Klute, 1986).

### 11.3 **CONTENIDO HÍDRICO DEL SUELO: MÉTODOS INDIRECTOS**

La capacidad de retención de agua del suelo es función de la textura y estructura del mismo. Al tomar una muestra de suelo, el material que se desea evaluar resulta alterado, por lo que se modifica también su capacidad de retención de agua. Los métodos indirectos para medir el agua del suelo son útiles, ya que permiten obtener información en un mismo lugar mediante gran número de observaciones sin alterar el sistema hídrico del suelo. Además, la mayoría de los métodos indirectos determinan el contenido volumétrico de agua en el suelo sin necesidad de determinar la densidad de este.

#### 11.3.1 **Métodos radiológicos**

Para medir el contenido hídrico del suelo pueden utilizarse dos métodos radiológicos diferentes. Uno de ellos es el método de dispersión neutrónica, ampliamente utilizado, basado en la interacción entre neutrones de alta energía (rápidos) y núcleos de los átomos de hidrógeno del suelo. El otro método mide la atenuación de los rayos gamma al atravesar el suelo. En ambos métodos se utiliza un equipo portátil para efectuar múltiples mediciones en puntos de observación permanentes que debe ser cuidadosamente calibrado, preferiblemente con el mismo suelo en que se va utilizar el equipo.

Cuando se utilice un dispositivo emisor de radiación es necesario adoptar ciertas precauciones. El fabricante suministrará una protección que deberá ser utilizada en todos los casos. El único momento en que la sonda abandona la protección es durante su introducción en el tubo de acceso al suelo. Si se aplican las directrices y reglamentaciones sobre protección radiológica estipuladas por el fabricante y por las autoridades sanitarias, no habrá que temer la exposición a unos niveles de radiación excesivos, sea cual sea la frecuencia de uso. No obstante, con independencia del dispositivo que se utilice para emitir la radiación, el operario debería ir provisto de algún tipo de película dosimétrica que permita evaluar los niveles de exposición personal y registrarlos mensualmente.

##### 11.3.1.1 **Método de dispersión neutrónica**

El método de detección neutrónica de la humedad del suelo (Visvalingam y Tandy, 1972; Greacen, 1981) consiste en insertar en la tierra una sonda que contenga una fuente de neutrones altamente energéticos (rápidos) y un contador de neutrones lentos. Los núcleos de hidrógeno, de masa aproximadamente igual a la de los neutrones, ralentizan estos por colisión con una eficacia más de 10 veces superior a la de casi todos los demás núcleos del suelo. Dado que la mayor parte del hidrógeno del suelo se encuentra en forma de moléculas de agua, la densidad de neutrones lentos "termalizados" en las proximidades de la sonda de neutrones es aproximadamente proporcional al contenido volumétrico de agua del suelo.

Al cabo de varias colisiones, una fracción de los neutrones ralentizados llegará nuevamente a la sonda y a su contador. Cuando el contenido hídrico del suelo es alto, no son muchos los neutrones capaces de recorrer grandes distancias antes de resultar termalizados y perder eficacia, con lo cual un 95% de los neutrones contabilizados que retornan proviene de un volumen de suelo relativamente pequeño. En suelos húmedos, el "radio de influencia" puede ser de tan solo 15 cm, mientras que en suelos secos podría llegar hasta los 50 cm. Así pues, el volumen de suelo medido variará en función del contenido de agua, y no será posible resolver las capas finas. Por consiguiente, este método resulta menos apropiado para localizar las discontinuidades del contenido de agua, y no será posible utilizarlo eficazmente en los 20 cm superiores del suelo, debido a la discontinuidad entre este y el aire.

Las sondas de neutrones pueden presentar diversas configuraciones de fuente y detector, pero lo más apropiado es disponer de una sonda con un detector doble y una fuente central, por lo general dentro de un recipiente cilíndrico. Esta configuración crea una zona de influencia prácticamente esférica, y propicia una relación más lineal entre el recuento de neutrones y el contenido de agua en el suelo.

Para sujetar una sonda neutrónica a los principales componentes electrónicos del instrumento se utiliza un cable, de modo que sea posible hacer descender la sonda por un tubo de acceso previamente instalado. El tubo de acceso debería ser de una sola pieza y contar con un espesor suficiente (como mínimo, 1,25 mm) para ser rígido, pero no hasta el punto de ralentizar apreciablemente los neutrones. Deberá estar fabricado de material no corrosivo (por ejemplo, acero inoxidable, aluminio o plástico), aunque debería evitarse el policloruro de vinilo, ya que absorbe los neutrones lentos. Por lo general, un tubo recto de 5 cm de diámetro será suficiente para hacer descender la sonda por él sin que se atasque. Habría que tener cuidado al instalar el tubo de acceso para no dejar huecos de aire entre el tubo y la matriz del suelo. Por encima de la superficie del suelo deberían sobresalir como mínimo 10 cm del tubo, a fin de que la caja que contiene los componentes electrónicos pueda ser instalada sobre el tubo de acceso. Sería preciso que todos los tubos de acceso estuvieran dotados de una caperuza desmontable para impedir la entrada del agua de lluvia.

Para conseguir un grado mayor de uniformidad de los resultados en los experimentos, no se compara directamente el contenido de agua del suelo con el número de neutrones lentos detectados, sino con un coeficiente de recuento (CR) definido como:

$$CR = C_{\text{suelo}}/C_{\text{fondo}} \quad (11.7)$$

donde  $C_{\text{suelo}}$  es el recuento de neutrones termalizados detectados en el suelo y  $C_{\text{fondo}}$  es ese mismo recuento realizado en un medio físico de referencia. En la actualidad, todas las sondas neutrónicas van acompañadas de un patrón de referencia para las calibraciones de fondo, por lo general referidas al agua. El patrón que alojará la sonda debería tener como mínimo un diámetro de 0,5 m, de modo que pueda representar un medio físico "infinito". La calibración que determina el valor de  $C_{\text{fondo}}$  puede consistir en una serie de 10 lecturas de 1 minuto, posteriormente promediadas, o en una única lectura de 1 hora. El valor de  $C_{\text{suelo}}$  se determina promediando varias lecturas de suelo para una determinada profundidad o ubicación. A efectos de calibración, lo más apropiado es tomar tres muestras en torno al tubo de acceso y promediar los contenidos de agua correspondientes al CR medio calculado para esa profundidad. Deberían evaluarse al menos cinco contenidos de agua diferentes para cada valor de la profundidad. Aunque algunas curvas de calibración pueden ser similares, habría que efectuar una calibración por separado para cada valor de profundidad. La mayoría de las sondas tienen un período de duración superior a 10 años.

### 11.3.1.2 *Atenuación de rayos gamma*

Si el método neutrónico mide el contenido volumétrico de agua en una esfera de gran tamaño, la absorción de rayos gamma permite explorar una capa delgada. En la actualidad, los dispositivos de rayos gamma de dos sondas se utilizan principalmente en laboratorio desde que se hizo posible el uso de métodos dieléctricos en condiciones reales. Ello se debe también a que los rayos gamma son más peligrosos que los dispositivos de dispersión de neutrones, y al costo relativamente elevado de las operaciones con rayos gamma.

Para un coeficiente másico de absorción dado, es posible establecer una relación entre las variaciones en la atenuación de la radiación gamma y los cambios de la densidad total del suelo. Puesto que la atenuación de los rayos gamma se debe a la masa, no es posible determinar el contenido de agua a menos que se conozca la atenuación de la radiación gamma debida a la densidad local del suelo seco y que ese valor permanezca invariable cuando se modifica el contenido de agua. Por ello, no es fácil determinar con exactitud el contenido hídrico del suelo a partir de la diferencia entre los valores de atenuación de la densidad total y la densidad del suelo seco.

En comparación con la dispersión de neutrones, la atenuación de rayos gamma presenta la ventaja de facilitar mediciones exactas a escasos centímetros por debajo de la interfase aire-superficie. Aunque el método presenta una resolución muy elevada, el escaso volumen de suelo evaluado arrojará una mayor variación espacial debido a las heterogeneidades del suelo (Gardner y Calissendorff, 1967).

### 11.3.2 Características dieléctricas del agua del suelo

Cuando se sitúa un medio físico en el campo eléctrico de un capacitor o de una guía de onda, su influencia sobre las fuerzas eléctricas del campo viene expresada como el cociente entre las fuerzas que se manifiestan en el medio físico y las que se manifestarían en el vacío. Ese cociente, denominado permitividad o "constante dieléctrica", es para el agua líquida, en promedio, unas 20 veces mayor que para el suelo seco, debido a que las moléculas de agua son dipolos permanentes. Las propiedades dieléctricas del hielo, y las del agua ligada a la matriz de suelo, son comparables a las del suelo seco. Por consiguiente, el contenido volumétrico de agua libre en el suelo puede determinarse a partir de las características dieléctricas del suelo húmedo mediante métodos de medición fiables, rápidos y no destructivos, evitando así los peligros que conllevan los aparatos radiactivos. Además, tales métodos dieléctricos pueden estar totalmente automatizados para la adquisición de datos. Con el fin de evaluar las características dieléctricas del agua del suelo, existen en la actualidad dos métodos ampliamente utilizados que emplean material disponible en el mercado: la reflectometría de dominio temporal y la medición en dominio de frecuencias.

#### 11.3.2.1 Reflectometría de dominio temporal

La reflectometría de dominio temporal es un método que determina la constante dieléctrica del suelo monitorizando el desplazamiento de un impulso electromagnético emitido a lo largo de una guía de onda constituida por un par de varillas paralelas insertadas en el suelo. El impulso se refleja en el otro extremo de la guía de onda, y su velocidad de propagación, inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la constante dieléctrica, puede ser medida de manera satisfactoria por medios electrónicos.

La fórmula más utilizada para expresar la relación entre las características dieléctricas del suelo y el contenido hídrico del mismo, obtenida experimentalmente por Topp y otros (1980), es la siguiente:

$$\theta_v = -0,053 + 0,029 \varepsilon - 5,5 \cdot 10^{-4} \varepsilon^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} \varepsilon^3 \quad (11.8)$$

donde  $\varepsilon$  es la constante dieléctrica del sistema hídrico del suelo. Esta relación empírica ha demostrado ser aplicable a gran número de suelos y es bastante independiente de la textura y del contenido de gravilla (Drungil y otros, 1989). Sin embargo, en suelos de baja densidad o con un contenido orgánico elevado es conveniente efectuar una calibración específicamente referida al suelo. Para mezclas de suelo complejas ha resultado útil la ecuación de De Loor (Dirksen y Dasberg, 1993).

En general, las sondas paralelas están separadas por una distancia de 5 cm y su longitud puede variar entre 10 y 50 cm; las varillas de la sonda pueden ser de cualquier sustancia metálica. El volumen de la muestra es esencialmente un cilindro de varios centímetros de radio en su base que circunda las sondas paralelas (Knight, 1992). El cable coaxial que comunica la sonda con la unidad de procesamiento de la señal no debería tener una longitud superior a unos 30 m. Es posible obtener perfiles del agua del suelo utilizando un conjunto de sondas insertadas en tierra, dispuestas horizontalmente a profundidades distintas y conectadas con un registrador de datos directos mediante un multiplexor.

#### 11.3.2.2 Medición en dominio de frecuencias

Mientras que la reflectometría de dominio temporal se basa en la utilización de frecuencias de microondas en el rango de los gigahercios, los sensores de dominio de frecuencias miden la constante dieléctrica a una única frecuencia de microondas en megahercios. La sonda dieléctrica de microondas utiliza un cable coaxial abierto en un extremo y un solo reflectómetro en la punta de la sonda para medir la amplitud y la fase a una frecuencia dada. Las mediciones del suelo toman el aire como medio de referencia y se calibran normalmente con bloques dieléctricos y/o líquidos de propiedades dieléctricas conocidas. La utilización de líquidos para la calibración tiene la ventaja de que se puede mantener un contacto eléctrico perfecto entre la punta de la sonda y el material (Jackson, 1990).

Puesto que la punta de la sonda es pequeña, solo se puede estimar un volumen de suelo pequeño, por lo que el contacto con este resulta crucial. Por ello, este método es excelente para mediciones puntuales o en laboratorio, pero podría suscitar problemas de variabilidad espacial si se utiliza en condiciones reales (Dirksen, 1999).

#### 11.4 INSTRUMENTOS PARA MEDIR EL POTENCIAL HÍDRICO DEL SUELO

Los instrumentos básicos capaces de medir el potencial de la matriz de suelo son suficientemente económicos y fiables para ser utilizados en programas de vigilancia en condiciones reales. No obstante, para cada instrumento el rango de valores de potencial hídrico accesibles es limitado. Por ejemplo, los tensiómetros operan bien solo en suelos húmedos, mientras que los bloques de resistencia funcionan mejor en suelos moderadamente secos.

##### 11.4.1 Tensiómetros

El instrumento más utilizado y barato para medir el potencial de agua es el tensiómetro. Es un aparato sencillo, que generalmente consiste en una taza de cerámica porosa y un tubo de plástico cilíndrico sellado que la conecta a un registrador de presión situado en la parte superior del cilindro. Este tipo de aparatos mide el potencial matricial, ya que los solutos pueden desplazarse libremente por la taza porosa.

El tensiómetro establece una condición de pseudoequilibrio con el sistema hídrico del suelo. La taza de cerámica porosa actúa como una membrana a través de la cual fluye el agua, por lo que debe estar saturada en todo momento para que funcione adecuadamente. Por consiguiente, al comenzar la medición todos los poros de la taza y del tubo se llenan de agua desprovista de aire. Una vez instalado, el tensiómetro estará expuesto a potenciales hídricos negativos del suelo, que harán pasar el agua del tensiómetro a la matriz de suelo que lo rodea. El desplazamiento del agua desde el tensiómetro creará un potencial negativo (es decir, una succión) en el cilindro del tensiómetro, de la que quedará constancia en el dispositivo registrador. Ese dispositivo puede ser un tubo simple en forma de U lleno de agua y/o mercurio, un medidor de vacío de tipo Bourdon o un transductor de presión (Marthaler y otros, 1983).

Cuando aumenta el potencial hídrico del suelo, el agua regresa desde este hasta el tensiómetro, arrojando así una lectura menos negativa del potencial hídrico. Ese intercambio de agua entre el suelo y el tensiómetro, así como la exposición de este último a potenciales negativos, hará que los gases disueltos sean expulsados de la solución y formen burbujas de aire. La formación de burbujas de aire alterará las lecturas de presión en el cilindro del tensiómetro y arrojará lecturas erróneas. Una limitación añadida estriba en que el tensiómetro tiene un límite práctico de funcionamiento de  $\psi \approx -85$  kPa. A partir de  $-100$  kPa ( $\approx 1$  atm), el agua hervirá a temperatura ambiente, formando burbujas de vapor de agua que destruirán el vacío en el interior del cilindro del tensiómetro. Por consiguiente, será necesario vaciar de aire los cilindros ocasionalmente mediante una bomba manual de vacío, para rellenarlos posteriormente.

Cuando hay sequía, cantidades significativas de agua pueden pasar del tensiómetro al suelo. Por ello, el aparato puede alterar la condición misma que debería medir. Una prueba adicional de este proceso es el hecho de que los tensiómetros excavados acumulan frecuentemente un crecimiento abundante de raíces alrededor de la taza de cerámica. Normalmente, cuando el tensiómetro actúa como "irrigador", se pierde tanta agua a través de la taza que resulta imposible mantener el vacío en el cilindro, con lo que el medidor del tensiómetro quedará inutilizado.

Antes de instalar el tensiómetro, pero después de haberlo llenado de agua y sacado los gases, la taza deberá permanecer húmeda durante el transporte desde el laboratorio hasta el lugar de medición. Esto puede conseguirse envolviéndola en trapos mojados o sumergiéndola en un recipiente con agua. En el terreno, se cavará un hoyo de tamaño y profundidad apropiados. El hoyo debería ser lo suficientemente grande para posibilitar un ajuste apropiado en todas sus caras, y lo suficientemente profundo para que el tensiómetro asome por encima de la superficie



del suelo permitiendo realizar las operaciones de extracción de aire y rellenado. Puesto que la taza debe permanecer en contacto con el suelo, en suelos pedregosos podría ser beneficioso preparar un poco de barro fino con la tierra del hoyo y verterlo en él antes de instalar el tensiómetro. Convendría también asegurarse de que el hoyo se rellena de forma apropiada, apisonando bien la tierra para evitar que se formen depresiones donde el agua podría quedar encharcada alrededor del aparato. Esta última precaución reducirá al mínimo el desplazamiento del agua por las paredes del cilindro, que crearía unas condiciones de agua no representativas del suelo.

Aunque la parte del tensiómetro que queda expuesta al exterior es pequeña, la intercepción de la radiación solar podría inducir una dilatación térmica del cilindro superior del tensiómetro. Del mismo modo, los gradientes de temperatura entre la superficie del suelo y la taza podrían ocasionar una dilatación o una contracción térmica del cilindro inferior. Para minimizar el riesgo de falsas lecturas del potencial hídrico por efecto de la temperatura, el cilindro del tensiómetro debería estar protegido del sol y fabricado con materiales no conductores, y habría que efectuar las lecturas a la misma hora de cada día, preferiblemente en las primeras horas de la mañana.

Una novedad a este respecto es el tensiómetro osmótico, en que el tubo del medidor se rellena de una solución de polímero para obtener mejores resultados en suelos secos. Para una información más detallada sobre los tensiómetros, véanse Dirksen (1999) y Mullins (2001).

#### 11.4.2 Bloques de resistencia eléctrica

Los bloques de resistencia eléctrica, pese a ser insensibles a los potenciales hídricos en condiciones de humedad, son un complemento excelente de los tensiómetros. Están constituidos por unos electrodos insertados en algún tipo de material poroso que al cabo de unos dos días alcanza un estado de cuasiequilibrio con el suelo. Los materiales más habituales de los bloques eléctricos son los tejidos de nailon, la fibra de vidrio y el yeso, con un rango de funcionamiento que va desde  $-50$  kPa (para el nailon) o  $-100$  kPa (para el yeso) hasta  $-1\ 500$  kPa, aproximadamente. El tamaño típico de estos bloques es de  $4\text{ cm} \times 4\text{ cm} \times 1\text{ cm}$ . Los bloques de yeso duran varios años, aunque su vida se acorta cuando los suelos son muy húmedos o salinos (Perrier y Marsh, 1958).

Este método determina el potencial hídrico en función de la resistencia eléctrica, medida mediante un puente de corriente alterna (por lo general,  $\approx 1\ 000$  Hz), ya que la corriente continua crea efectos de polarización. Sin embargo, cuando el suelo es salino la resistencia disminuye, e indica una humedad del suelo superior a la real. Los bloques de yeso son menos sensibles a los efectos de la salinidad del suelo, ya que los electrodos están continuamente expuestos a una solución saturada de sulfato de calcio. La señal de salida de los bloques de yeso deberá corregirse en temperatura (Aggelides y Londra, 1998).

Puesto que los bloques de resistencia no sobresalen del terreno, son excelentes para las redes semipermanentes de perfiles de potencial hídrico en medios agrarios, siempre que la instalación haya sido cuidadosa y sistemática (OMM, 2001). Al instalar los bloques de resistencia, resulta conveniente hacer una pequeña zanja para los conductores de plomo antes de cavar el hoyo para los bloques, con el fin de minimizar el desplazamiento de agua desde los conductores hacia los bloques. En condiciones reales, podría suceder que la contracción y expansión del suelo interrumpiese el contacto con los bloques. Por otra parte, los bloques de resistencia no afectan a la distribución de las raíces vegetales.

Los bloques de resistencia son relativamente baratos. Sin embargo, hay que calibrarlos uno por uno. Para ello, el método habitual consiste en saturar los bloques en agua destilada, sometiéndolos después a una presión predeterminada en un dispositivo de placa de presión (Wellings y otros, 1985), y aplicando como mínimo cinco presiones diferentes antes de su instalación sobre el terreno. Por desgracia, la resistencia es menor a lo largo de una curva de secado que de humectación, lo cual da lugar a errores de histéresis en condiciones reales, debido a que los bloques de resistencia se equilibran lentamente con la humedad variable del suelo

(Tanner y Hanks, 1952). Como las curvas de calibración de los bloques de resistencia varían con el tiempo, deberán calibrarse antes de su instalación y habrá que comprobarlos con regularidad posteriormente, tanto en el laboratorio como sobre el terreno.

### 11.4.3 Psicrómetros

Los psicrómetros se utilizan como patrón para otras técnicas en las investigaciones de laboratorio con muestras de suelo (Mullins, 2001), aunque se dispone también de una versión para trabajar sobre el terreno, denominada psicrómetro de Spanner (Rawlins y Campbell, 1986). Este último consta de un termopar en miniatura instalado en una pequeña cámara de pared porosa. El termopar se enfría por el efecto de Peltier, hasta que se deposita condensación sobre la unión del circuito. Cuando el agua se evapora, disminuye la temperatura y se genera una corriente que se mide mediante un dispositivo. Ese tipo de mediciones responde con rapidez a las variaciones del potencial hídrico del suelo, pero son muy sensibles a la temperatura y a la salinidad (Merrill y Rawlins, 1972).

El potencial hídrico más bajo asociado generalmente con una captación activa de agua por las plantas corresponde a una humedad relativa de entre el 98% y el 100%. Esto significa que, para medir con exactitud el potencial hídrico del suelo con un margen de 10 kPa, sería necesario controlar la temperatura con márgenes inferiores a 0,001 K. Por consiguiente, el uso de psicrómetros de campo será lo más apropiado para los potenciales matriciales bajos, inferiores a -300 kPa. Además, los componentes del instrumento difieren en su capacidad térmica, por lo que las fluctuaciones diurnas de la temperatura del suelo pueden inducir gradientes de temperatura en el psicrómetro (Brunini y Thurtell, 1982). Por tanto, los psicrómetros de Spanner no deberían utilizarse a profundidades inferiores a 0,3 m, y las lecturas tendrían que efectuarse a la misma hora todos los días, preferiblemente en las primeras horas de la mañana. En resumen, la psicrometría de suelos constituye un método difícil de utilizar y exigente, incluso para los expertos.

## 11.5 SELECCIÓN DEL EMPLAZAMIENTO Y TAMAÑO DE LA MUESTRA

Las observaciones de la humedad del suelo no se realizan a una profundidad ni con un intervalo de medición normalizados, ya que ambos dependen enormemente de los objetivos de la investigación para la cual se instalen los sensores. La Red internacional de datos sobre la humedad del suelo (Dorigo y otros, 2011) aporta una amplia base de datos con series temporales *in situ* armonizadas sobre la humedad procedentes de redes de todo el mundo. Esos datos están armonizados a intervalos de medición de media hora, si es posible. La mayoría de las redes y estaciones de la Red internacional miden la humedad del suelo a distintas profundidades, desde 0,05 m hasta 0,50 m o 1 m, lo que permite comparar el comportamiento de la humedad del suelo a varias profundidades y utilizarlo para validar las mediciones. Las mediciones de otros parámetros meteorológicos son muy útiles para determinar la humedad del suelo. Por ejemplo, los datos de precipitación en el emplazamiento de la medición ayudan a validar los datos sobre la humedad del suelo.

La representatividad de los puntos en que se observa la humedad del suelo es limitada porque probablemente habrá variaciones apreciables, tanto horizontales como verticales, en la estructura del suelo (porosidad, densidad, composición química), la cubierta de la tierra y el relieve. Es fundamental recoger datos sobre la humedad del suelo y su variabilidad a una escala que permita realizar estudios sobre los procesos hidrológicos y llevar a cabo la validación satelital. Las determinaciones del contenido gravimétrico de agua o las mediciones indirectas de la humedad del suelo solo son fiables en el punto de medición, lo que hace necesario tomar un gran número de muestras para describir adecuadamente el estado de humedad del suelo del emplazamiento. A fin de estimar el número de muestras  $n$  necesarias en un emplazamiento local para determinar el contenido hídrico del suelo con un grado de exactitud observado ( $L$ ), puede utilizarse la fórmula siguiente:



$$n = 4\left(\sigma^2/L^2\right) \quad (11.9)$$

donde  $\sigma^2$  es la varianza de la muestra generada en un experimento de muestreo preliminar. Por ejemplo, suponiendo que la muestra preliminar haya arrojado un valor (típico)  $\sigma^2$  del 25% y que el grado de exactitud necesario esté comprendido en un margen del 3%, se necesitarían 12 muestras del emplazamiento (suponiendo que el contenido de agua presenta una distribución normal en todo el emplazamiento). Un estudio de Brocca y otros (2007) mostró que el número mínimo de muestras puntuales necesarias para una zona del centro de Italia con unas dimensiones de entre 9 y 8 800 m<sup>2</sup>, aproximadamente, variaba entre 15 y 35. Los emplazamientos de relieve más pronunciado necesitaban un mayor número de muestras. Famiglietti y otros (2008) llegaron a la conclusión de que 30 muestras bastaban para una superficie de 50 km, en la hipótesis de que los datos fueran independientes y no tuvieran correlación espacial.

Se han dedicado muchos estudios al aumento de la escala de las mediciones puntuales obtenidas mediante la determinación del contenido gravimétrico de agua o las mediciones indirectas con sensores *in situ*. Los métodos para ello varían desde técnicas relativamente directas de interpolación y estabilidad temporal y de rango, hasta otras más complejas, como la transformación estadística y la elaboración de modelos de la superficie terrestre. El análisis de estabilidad temporal y de rango, ampliamente utilizado, elaborado por Vachaud y otros (1985) evalúa la posibilidad de utilizar una única ubicación para el sensor de la humedad del suelo para estimar el promedio de todo el emplazamiento. Friesen y otros (2008) presentaron un método nuevo, que fue aplicado por Bircher y otros (2011), en el cual la toma de muestras de humedad del suelo se basaba en unidades de espacio cuyo comportamiento hidrológico mostraba coherencia interna. Este método garantiza una validación fiable desde el punto de vista estadístico al reducir la variación de la huella y las oportunidades de sesgo del muestreo.

## 11.6 TELEDETECCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

Como ya se ha mencionado en el presente capítulo, un único punto de observación no permite conocer en términos absolutos el valor regional de la humedad del suelo. La humedad del suelo registra enormes variaciones, tanto espaciales como temporales, lo que dificulta la medición a la escala continental o mundial que necesitan los investigadores (Seneviratne y otros, 2010). La teledetección de la humedad del suelo desde el espacio responde a esas necesidades ofreciendo observaciones de la humedad del suelo en la superficie a escala mundial a diario o cada dos días, en condiciones muy variadas.

En general, la teledetección tiene por objetivo medir las propiedades de la superficie de la Tierra analizando las interacciones entre el terreno y la radiación electromagnética, lo que puede lograrse registrando la radiación emitida naturalmente (sistemas pasivos) o iluminando el terreno y registrando la señal reflejada (sistemas activos). La humedad se evalúa habitualmente mediante sus efectos sobre las propiedades eléctricas o térmicas del suelo. Mientras que las observaciones realizadas mediante teledetección por microondas son sensibles a la constante dieléctrica del suelo, los sistemas de teledetección en el infrarrojo son sensibles a las condiciones térmicas. La información sobre las observaciones desde el espacio puede consultarse en el capítulo 5 de la parte III (secciones 5.6.2 y 5.6.3), donde se explican los principios básicos de la observación de la humedad del suelo en el contexto de numerosas variables geofísicas observadas. En la presente sección se ofrecen más detalles e información práctica.

Durante los últimos decenios se han elaborado numerosos conjuntos de datos sobre la humedad del suelo obtenidos con diversos instrumentos desde el espacio aplicando diferentes algoritmos de recuperación (Owe y otros, 2001; Njoku y otros, 2003; Naeimi y otros, 2009). Recientemente se han combinado varios de esos conjuntos de datos de observaciones de teledetección activa y pasiva por microondas (Liu y otros, 2011) para generar un conjunto de datos mundial sobre la humedad del suelo que abarca los últimos 30 años (Liu y otros, 2012).

Pese a estar demostrado que la teledetección es una herramienta valiosa para medir la humedad del suelo a escala mundial, es imprescindible realizar mediciones *in situ* a fin de calibrar y validar los datos obtenidos mediante satélite. La Red internacional de datos sobre la humedad del suelo, una base de datos mundial sobre la humedad del suelo medida *in situ*, se desarrolló

principalmente para la validación de los productos de satélite. Se han llevado a cabo numerosas iniciativas de validación a fin de evaluar la calidad de los productos de teledetección empleando mediciones *in situ* (Albergel y otros, 2012; Matgen y otros, 2012; Pathe y otros, 2009; Su y otros, 2013; Wagner y otros, 2008). Además, muchos estudios se han centrado en la caracterización de los errores de los distintos productos de la humedad del suelo (Dorigo y otros, 2010; Draper y otros, 2013) y muestran que la mayoría de esos productos obtenidos mediante teledetección pueden expresar con bastante precisión las variaciones estacionales y a corto plazo de la humedad del suelo. No obstante, el sesgo de los valores absolutos y el rango dinámico puede ser amplio, en comparación con los datos *in situ* y obtenidos mediante modelos.

En las secciones siguientes se ofrece una visión general de la teoría en la que se basan las distintas técnicas de teledetección, los instrumentos espaciales y los algoritmos utilizados.

## 11.6.1 Teledetección por microondas

### 11.6.1.1 Introducción

La teledetección por microondas utiliza ondas electromagnéticas con longitudes de onda de 1 m a 1 cm, que se corresponden con frecuencias de 0,3 a 300 GHz. Una cualidad importante de esas microondas es que viajan a través de la atmósfera de la Tierra sin sufrir perturbaciones, por lo que permiten efectuar las observaciones independientemente de la nubosidad. Además, al no estar vinculadas a la iluminación del Sol, estas mediciones por microondas pueden hacerse durante las 24 horas del día.

La ley de radiación de Kirchhoff, aplicada a la teledetección de la superficie de la Tierra, afirma que la emisión de un cuerpo es igual a uno menos su reflectividad. Esto significa que la emisión y la reflexión son complementarias y, por tanto, que las superficies con altos niveles de dispersión registran bajos niveles de emisión y viceversa. Como resultado, la influencia de los mismos fenómenos físicos sobre los sistemas de microondas activos y pasivos es inversamente proporcional sobre el terreno. La ley de reflexión de Fresnel describe la relación entre la constante dieléctrica y la reflectividad (y, por consiguiente, la emisividad), cuando una constante dieléctrica superior produce un mayor grado de reflexión (y menor emisividad). En el rango de las microondas, la constante dieléctrica del agua es un orden de magnitud mayor que la de los suelos secos. Por tanto, la constante dieléctrica del suelo aumenta con la humedad (véase la figura 11.1). Con estas relaciones físicas, es posible recuperar la humedad del suelo de la superficie de la Tierra a partir de sistemas de teledetección por microondas pasivos y activos.

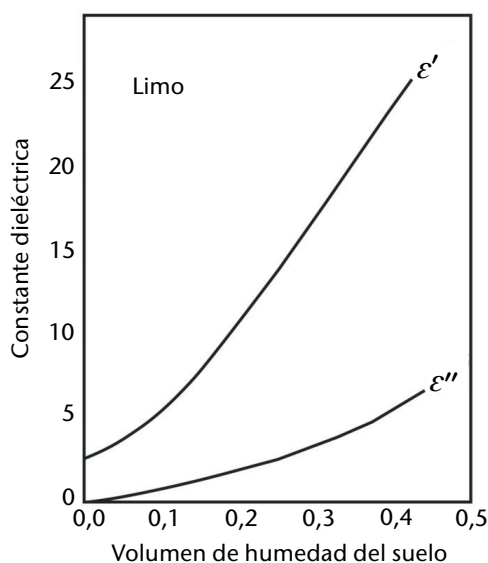


Figura 11.1. Relación entre la constante dieléctrica compleja ( $\epsilon'$  y  $\epsilon''$  son magnitudes de las partes real e imaginaria, respectivamente) y la humedad volumétrica del suelo para suelos limosos a una frecuencia de 5 GHz (según Hallikainen y otros, 1985)

El haz de microondas puede interactuar en cierta medida con el volumen del objetivo, ya que sus ondas son más largas y no se reflejan de inmediato en la superficie. Así, es posible obtener información sobre las condiciones internas de la vegetación o el suelo, por ejemplo. En general, la radiación penetra más en los volúmenes cuanto más larga sea la longitud de onda. Por el contrario, las ondas ópticas solamente interactúan con la superficies e indican el color visible y el brillo.

En observaciones realizadas sobre la cubierta forestal, la vegetación afecta a la emisión de microondas de dos formas: en primer lugar, absorbe o dispersa la radiación emitida desde el suelo; en segundo lugar, también emite su propia radiación. Bajo una cubierta forestal lo bastante densa, la radiación emitida por el suelo se enmascara en su totalidad y la radiación observada estará originada principalmente por la vegetación. En general, todas las bandas de frecuencia utilizadas para la teledetección de la humedad del suelo por microondas son sensibles a la vegetación y requieren la corrección de los datos en consonancia. Las bandas de mayor frecuencia son más vulnerables a la influencia de la vegetación.

### 11.6.1.2 **Radiómetros multifrecuencia**

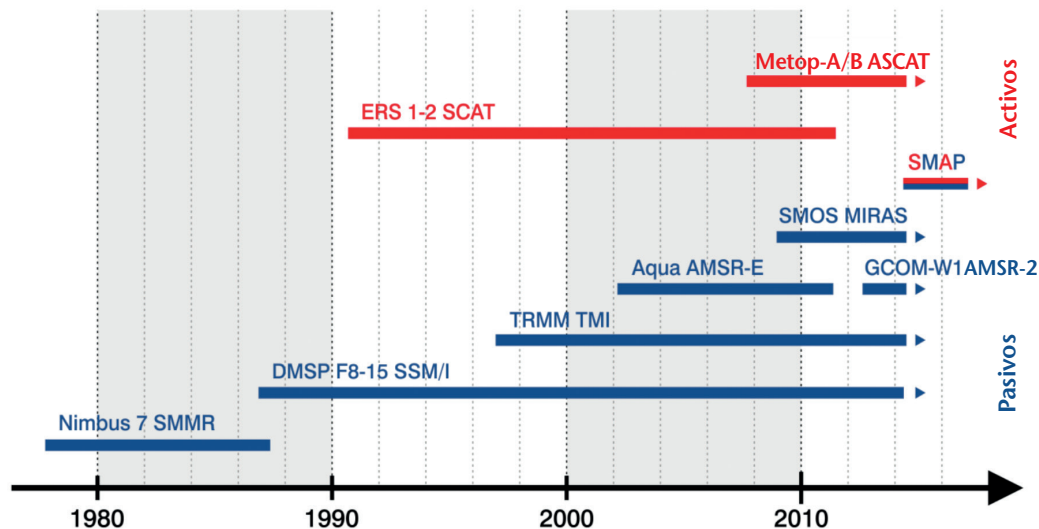
Los sistemas pasivos, como los radiómetros, registran la temperatura de luminancia de la superficie de la Tierra. La temperatura de luminancia está relacionada con la cantidad de emisividad (y, por tanto, la reflexión) descrita por la aproximación de Rayleigh-Jeans de la ley de Planck. Según esta ley, la temperatura de luminancia está en función de la temperatura física y de la emisividad. La cantidad de emisión depende de la constante dieléctrica del cuerpo emisor, como se describe en la ley de reflexión de Fresnel.

Desde 1978 hay instrumentos que facilitan datos pasivos mundiales sobre la tierra y los océanos (figura 11.2), como el radiómetro de microondas con exploración multicanal (SMMR, 1978 a 1987), el generador de imágenes de microondas de sensor especial (SSM/I, desde 1987), el instrumento de la Misión de medición de lluvias tropicales (TRMM, desde 1997) y, más recientemente, los radiómetros de microondas avanzados (AMSR-E, 2002 a 2011 y AMSR-2 desde 2012), el WindSat del Coriolis (desde 2003) y los satélites chinos FengYun-3 (desde 2010). En principio, esos instrumentos no se diseñaron para realizar observaciones de la humedad del suelo, sino para la precipitación, la evaporación, las temperaturas de la superficie del mar y parámetros de la criosfera. Sin embargo, en estudios de la década de 1970 ya se demostró el potencial de recuperación de datos sobre la humedad del suelo a partir de la temperatura de luminancia en esas frecuencias (Schmugge, 1976). Su gran ventaja es que existen datos de múltiples radiómetros de microondas multifrecuencia desde 1978, lo que ofrece un conjunto de datos de muchos años para investigar tendencias y anomalías.

Los instrumentos utilizados para la teledetección de la humedad del suelo funcionan en frecuencias de 6,6 a 10,7 GHz. Cabe tener en cuenta que una mayor frecuencia de microondas genera estimaciones menos exactas de la humedad del suelo, al aumentar la atenuación debida a la vegetación y disminuir la capacidad de penetración. Por tanto, los datos recuperados del SMMR (6,6 GHz), del AMSR-E (6,9 GHz), del WindSat (6,8 GHz) y del AMSR-2 (6,9 GHz) tienden a ser más exactos. Otra ventaja de estos sensores es que mejoran en gran medida la resolución espacial y la exactitud radiométrica. La resolución espacial del AMSR-E es de 56 km cuando los productos de humedad del suelo tienen una resolución espacial de 0,25°.

### 11.6.1.3 **Dispersómetros**

Un dispersómetro es un instrumento activo de microondas que transmite continuamente hacia la superficie de la Tierra impulsos direccionales breves de energía y detecta la energía devuelta. La cantidad de energía devuelta al instrumento depende de las propiedades geométricas y dieléctricas de la superficie y con frecuencia se denomina sección representativa normalizada del radar o retrodispersión ( $\sigma^0$ ). Los dispersómetros sacrifican el rango y la resolución espacial, pero superan a otros tipos de radares en cuanto a exactitud y estabilidad para medir la sección representativa del radar del objetivo. Los dispersómetros desde el espacio se desarrollaron y diseñaron inicialmente para derivar la velocidad y la dirección del viento sobre los



**Figura 11.2. Sensores de microondas activos y pasivos empleados para la recuperación de la humedad del suelo**

océanos. No obstante, varios estudios reconocen su capacidad para aplicaciones terrestres, como la vigilancia de la humedad del suelo (Magagi y Kerr, 1997; Pulliainen y otros, 1998; Wagner y otros, 1999). Dado que los dispersómetros europeos funcionan a longitudes de onda más largas (5,3 GHz) que los de Estados Unidos (14 GHz), son más adecuados para la recuperación de la humedad del suelo.

El diseño instrumental exclusivo de los dispersómetros europeos a bordo de los satélites europeos de teledetección (ERS) y los satélites meteorológicos operativos (Metop) permite recuperar la humedad del suelo a escala mundial con una cobertura casi diaria. Ambos tipos, el detector de microondas activo (AMI) en modo viento a bordo del ERS (Attema, 1991) y el dispersómetro avanzado (ASCAT) a bordo del Metop (Figa-Saldaña y otros, 2002), funcionan en la banda C (5,3 GHz) con una longitud de onda de aproximadamente 5,6 cm. Las diferencias principales entre ellos son el número de antenas de visión lateral y el rango de los ángulos de incidencia observados. La resolución espacial del AMI es de aproximadamente 50 km, mientras que el producto del ASCAT se proporciona a resoluciones espaciales de 25 y 50 km.

#### 11.6.1.4 **Radares de apertura sintética**

Los radares de apertura sintética (SAR) aéreos o a bordo de vehículos espaciales son sistemas activos de sensor por microondas que ofrecen mayor resolución espacial que los dispersómetros gracias al tratamiento avanzado de la señal. Al ser radares generadores de imágenes de visión lateral, funcionan de manera similar a los dispersómetros y utilizan el mismo ámbito de frecuencias. Los sistemas SAR pueden utilizarse, además de en aplicaciones hidrológicas, para la recuperación exacta de geometrías tridimensionales, ya que admiten la interferometría.

El radar generador de imágenes de visión lateral acumula datos a medida que se desplaza por la pista en el terreno. Su resolución espacial depende de las dimensiones físicas (limitadas) de la antena, la apertura. El sistema SAR aprovecha el movimiento por la pista del vehículo portador para simular una apertura sintética mayor mientras registra continuamente la amplitud y la fase de los objetivos en tierra cuando los tiene a la vista. A continuación, esas mediciones múltiples de cada objetivo se suman uniformemente. Posteriormente, los objetos más pequeños se resuelven en tierra. No obstante, el mayor consumo de energía y la menor huella incrementan el tiempo de revisita de cada ubicación, por lo que la resolución temporal de los SAR es inferior a la de otros sistemas de microondas actuales.

La mayor complejidad de las propiedades del suelo y la superficie en la escala inferior a 10 km introduce nuevas fuentes de error e incertidumbre. Como consecuencia, los sistemas SAR todavía no se utilizan en los servicios operativos sobre la humedad del suelo, sino que se emplean en los servicios preoperativos y en productos científicos (Doubkova y otros, 2009; Pathe y otros, 2009). No obstante, las próximas misiones de satélites SAR, como el programa Sentinel-1 de la Agencia Espacial Europea (AEE) (Attema y otros, 2007), prometen una mejor resolución temporal y radiométrica y se ha propuesto utilizar los SAR para servicios operativos sobre la humedad del suelo a escala local (Hornacek y otros, 2012).

#### 11.6.1.5 **Misiones especiales en banda L**

Como ya se ha indicado, las frecuencias más bajas tienden a ser menos sensibles a las interacciones de la vegetación, por lo que se consideran más adecuadas para recuperar la humedad del suelo. De ahí que las dos primeras misiones a bordo de vehículos espaciales diseñadas concretamente con ese fin operen en el canal de banda L (1,4 GHz). La finalidad de las misiones de observación de la humedad del suelo y la salinidad del océano (SMOS) y de mediciones activas y pasivas de la humedad del suelo (SMAP) consiste en proporcionar la humedad absoluta del suelo con un error cuadrático medio máximo de  $0,04 \text{ m}^3/\text{m}^3$ .

La misión de observación de la humedad del suelo y la salinidad del océano de la AEE se puso en marcha satisfactoriamente el 2 de noviembre de 2009. El instrumento a bordo del satélite SMOS tiene un diseño exclusivo que proporciona la resolución espacial necesaria para medir la humedad del suelo. El denominado radiómetro de microondas formador de imágenes con síntesis de apertura (MIRAS) es un radiómetro interferométrico bidimensional en el cual las dimensiones de la antena necesarias para efectuar mediciones a la resolución espacial requerida se simulan mediante 69 antenas pequeñas. El MIRAS ofrece temperaturas de luminancia con una resolución espacial de entre 30 y 50 km. La cobertura mundial se alcanza en intervalos de 2 a 3 días.

La misión de mediciones activas y pasivas de la humedad del suelo, a cargo de la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio de Estados Unidos (NASA), se pondrá en marcha previsiblemente el 31 de enero de 2015. Al igual que el instrumento del SMOS, el instrumento pasivo de microondas opera en la banda L para mejorar la sensibilidad a la humedad del suelo. Sin embargo, el diseño del instrumento que se utiliza para la misión SMAP es muy distinto del de la misión SMOS, pues utiliza una antena de apertura real en forma de gran reflector parabólico (6 m) giratorio. Las mediciones se realizan con una resolución espacial de 40 km. Además de las mediciones pasivas, el satélite SMAP también transporta un radar que realiza mediciones concurrentes a una resolución espacial de 1 a 3 km. Gracias a una combinación de mediciones activas y pasivas, el satélite SMAP ofrece un producto de humedad del suelo con una resolución espacial de 10 km.

#### 11.6.1.6 **Recuperación de la humedad del suelo**

Para recuperar la humedad del suelo es necesario disponer de modelos que puedan tener en cuenta los efectos de la vegetación y la rugosidad de la superficie sobre la señal de microondas para convertir adecuadamente la intensidad recibida a valores de humedad del suelo. De nuevo, cabe señalar que una longitud de onda más corta ofrece resultados de menor calidad por la dispersión de la vegetación y porque penetran a menor profundidad. No se puede recuperar la humedad del suelo de zonas de vegetación densa, como selvas tropicales, porque las ondas de banda L y de banda C no penetran a través de la cubierta vegetal. Además, las estimaciones de la humedad del suelo recuperadas solamente son razonables en suelos sin nieve y no congelados.

Los sistemas pasivos miden la temperatura de luminancia de microondas y derivan indirectamente la emisividad, que se introduce a continuación en un modelo de transferencia radiativa. Los datos sobre la temperatura del suelo, la rugosidad, la textura y otros parámetros de la zona observada constituyen información complementaria necesaria. Los datos de observaciones pasivas por microondas pueden obtenerse a partir del AMSR-E de dos formas: utilizando el algoritmo de recuperación VUA-NASA, desarrollado por la Universidad Libre de

Ámsterdam (VUA) y la NASA y basado en el modelo de recuperación de parámetros de la tierra (LPRM) descrito por Owe y otros (2001), que es el producto AMSR-E oficial de la NASA (Njoku y otros, 2003; Njoku, 2004); o bien mediante el algoritmo de recuperación de la Universidad de Montana (Jones y otros, 2009; Jones y Kimball, 2010). Ambos algoritmos de recuperación se basan en ecuaciones de transferencia radiativa. Sin embargo, varían significativamente y generan valores bastante distintos de humedad del suelo. El algoritmo de recuperación VUA-NASA resuelve simultáneamente la profundidad óptica de la vegetación y la constante dieléctrica del suelo. La humedad del suelo se calcula mediante el modelo de mezcla de Wang-Schmugge (Wang y Schmugge, 1980).

El instrumento del SMOS ofrece un producto operativo de la humedad del suelo (Kerr y otros, 2012). El algoritmo de recuperación del SMOS emplea un enfoque iterativo para minimizar la función del costo entre las temperaturas de luminancia obtenidas mediante modelos y las mediciones directas. Así se encuentra el mejor conjunto de parámetros, incluso los relativos a la humedad del suelo y la vegetación. Los datos sobre la humedad del suelo, del nivel 2 del SMOS, pueden descargarse de la página web "Earthnet Online" de la AEE (<https://earth.esa.int/web/guest/-/how-to-obtain-data-7329>).

Los instrumentos activos miden la intensidad de retrodispersión, que está en función de la rugosidad, el ángulo de incidencia y las propiedades dieléctricas de la superficie. De nuevo, la vegetación y otros aspectos contribuyen a la señal, que se utiliza para determinar el coeficiente de retrodispersión. La recuperación de la humedad del suelo facilitada como producto operativo del instrumento ASCAT y como producto científico del AMI en modo viento se basa en un método semiempírico de detección de variaciones. Este método, el algoritmo de detección de variaciones de TU Wien, está adaptado al diseño único del instrumento. En la hipótesis de que existe una relación lineal entre la retrodispersión de radar y la humedad del suelo, en el ámbito de decibelios, puede obtenerse una medición relativa de la humedad en los primeros centímetros del suelo, que representan el grado de saturación (0% a 100%). En regiones muy secas, especialmente en desiertos de arena, el enfoque de recuperación falla, en apariencia por un complejo mecanismo de superficie, volumen y dispersión subsuperficial. Los datos sobre la humedad del suelo obtenidos a partir del algoritmo de detección de variaciones de TU Wien pueden consultarse gratuitamente en el sitio web de la Universidad Tecnológica de Viena (<http://rs.geo.tuwien.ac.at/products/>) o de la Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos (EUMETSAT; <http://www.eumetsat.int/website/home/Data/Products/Land/index.html>).

En el cuadro siguiente figura una sinopsis de los productos operativos de la humedad del suelo.

#### Productos operativos de la humedad del suelo y sus características

Referencia del producto	SMOS	AMSR-E	ASCAT
<b>Satélite</b>			
Nombre	SMOS	Aqua	Metop-A/B
Organismos	AEE/CNES <sup>a</sup> /CDTI <sup>b</sup>	NASA	EUMETSAT/AEE
Vida útil	Desde 2 nov. 2009	4 mayo 2002 a 4 oct. 2011	Desde 19 oct. 2006
Órbita	Polar	Polar	Polar
Altitud	758 km	705 km	837 km
Período	100 min	99 min	100 min



<i>Referencia del producto</i>	<i>SMOS</i>	<i>AMSR-E</i>	<i>ASCAT</i>
<b>Satélite (cont.)</b>			
Hora de paso por el ecuador	6.00 horas (ascendente) 18.00 horas (descendente)	13.30 horas (ascendente) 1.30 horas (descendente)	21.30 horas (ascendente) 9.30 horas (descendente)
Tipo	Satélite de investigación	Satélite de investigación	Operativo (3 satélites)
<b>Sensor</b>			
Nombre	MIRAS	AMSR-E	ASCAT
Tipo	Radiómetro de apertura sintética	Radiómetro multifrecuencia de apertura real	Dispersómetro de apertura real
Franja	1 000 km	1 450 km	2 x 550 km
Principio de exploración	Interferómetro 2D de visión frontal	Reflector parabólico giratorio	6 antenas de haz en abanico de visión lateral
Intervalo del ángulo de incidencia	0° a 55°	55°	25° a 53° (haz central); 34° a 64° (haces frontal y posterior)
Frecuencia	1,4 GHz	6,9, 10,7, 18,7, 23,8, 36,5 y 89 GHz	5,3 GHz
Polarización	H y V (modo polarimétrico opcional)	H y V	VV
Resolución espacial	30 a 50 km	75 x 43 km a 6,9 GHz	25 y 50 km
Cobertura mundial diaria	~82%	~90%	~82%
<b>Recuperación</b>			
Nombre del modelo	L-MEB	LPRM	WARP
Modelo frontal	Modelo de transferencia radiativa	Modelo de transferencia radiativa	Detección semiempírica de variaciones
Complejidad del modelo	Alta	Media	Baja
Enfoque de inversión	Equiparación iterativa de mínimos cuadrados	Equiparación iterativa de mínimos cuadrados	Inversión directa
Recuperaciones concurrentes	Temperatura del suelo, profundidad óptica de la vegetación, rugosidad	Temperatura del suelo, profundidad óptica de la vegetación	Ninguna
Calibración del modelo	Ninguna	Ninguna	Basada en series temporales de largo plazo
Necesidad de datos auxiliares	Alta	Media	Baja
Estimaciones de propagación de error	No disponibles	Disponibles	Disponibles
<b>Producto</b>			
Cantidad objetivo	Humedad volumétrica del suelo	Humedad volumétrica del suelo	Grado de saturación
Unidades	m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>	0 a 1 o %

Referencia del producto	SMOS	AMSR-E	ASCAT
Retícula	Retícula global discreta fija ISEA4-9	Retícula regular	Franja geométrica
Tamaño de píxel	15 km	0,25°	12,5 km
Latencia de datos	Pocos días después de la detección	Actualizaciones no periódicas	Menos de 130 min después de la detección

Notas:

a Centro Nacional de Estudios Espaciales (Francia)

b Centro para el Desarrollo Tecnológico Industrial (España)

### 11.6.2 Teledetección en el infrarrojo térmico

Todos los cuerpos que tienen una temperatura superior al cero absoluto emiten energía electromagnética en el dominio del infrarrojo térmico. La detección de las propiedades térmicas de la superficie de la Tierra permite derivar la humedad del suelo de las diferencias distintivas en las propiedades térmicas del suelo y el agua (Idso y otros, 1975; Van de Griend y otros, 1985). La teledetección en el infrarrojo térmico se ha venido utilizando en un número creciente de estudios para la derivación de la humedad del suelo. La ventaja de este método es que puede aportar información sobre la humedad del suelo con una resolución espacial de hasta unos pocos metros. Además, permite ofrecer información sobre la humedad del suelo a través de vegetación densa, una de las limitaciones de la teledetección por microondas. Los inconvenientes de la teledetección en el infrarrojo térmico son la incapacidad para medir la humedad del suelo en caso de nubosidad y la influencia considerable de los fenómenos atmosféricos. Por tanto, en la mayoría de los casos se necesitan complejos mecanismos de eliminación de ruido. La teledetección en el infrarrojo térmico de la humedad del suelo no es tan directa como la teledetección por microondas, al no existir una relación directa entre los datos de temperatura y la humedad del suelo. No obstante, existen varios enfoques para recuperar indirectamente los datos de humedad del suelo a partir de las observaciones en el infrarrojo térmico del satélite geoestacionario operativo para el estudio del medio ambiente (GOES), el radiómetro perfeccionado de muy alta resolución (AVHRR), el espectrorradiómetro de formación de imágenes de resolución moderada (MODIS), Landsat y otros.

El primero de ellos es el enfoque triangular y se basa en la relación empírica entre la humedad del suelo, la temperatura del suelo y la fracción de cubierta vegetal. Esta relación fue demostrada por Price (1990) y dio lugar a una gráfica de dispersión triangular de temperaturas de la superficie y al índice de diferencia normalizada de vegetación obtenido mediante teledetección. El enfoque triangular fue utilizado posteriormente en varios estudios para estimar la humedad del suelo por Sandholt y otros (2002) y Carlson y otros (1994), entre otros.

El segundo enfoque utiliza las diferencias de las propiedades térmicas entre el agua y los suelos. El agua difiere de otras muchas materias en su capacidad calorífica y su inercia térmica relativamente elevadas. La inercia térmica se define como la resistencia de un objeto al calentamiento en 1 K. La inercia térmica del agua es relativamente elevada, lo que indica una alta resistencia a las variaciones de la temperatura. Se ha demostrado que el comportamiento de la temperatura de la superficie de la tierra por la mañana depende en gran medida de la humedad del suelo, ya que el agua se calienta a menor velocidad. Uno de los enfoques que aprovecha este comportamiento es el cálculo de la inercia térmica aparente (ATI), que puede obtenerse al medir la diferencia entre las temperaturas máxima y mínima en un día. Se describe con la fórmula siguiente:

$$ATI = (1 - A) / \Delta T \quad (11.10)$$

donde  $A$  es el albedo del píxel de la banda visible y  $\Delta T$  es la diferencia entre la temperatura mínima y la máxima. Muchos estudios han evaluado ya el potencial de la ATI para describir la humedad del suelo y su variabilidad espacial y temporal (por ejemplo, Verstraeten y otros, 2006; Van doninck y otros, 2011).



Otro método para recuperar la humedad del suelo mediante teledetección en el infrarrojo térmico es integrar los datos en modelos de la superficie terrestre. La humedad del suelo controla los flujos de calor latente mediante la evaporación y la transpiración, pues la gran humedad del suelo provoca un aumento de la evaporación y la transpiración. El modelo de inversión del intercambio entre la atmósfera y la tierra (ALEXI) deriva los datos de humedad del suelo de la relación entre la evaporación, la transpiración y la humedad del suelo. Todos los componentes principales del balance energético, entre ellos el flujo de calor latente, se calculan a partir de los parámetros de radiación neta y vegetación recuperados del AVHRR y del GOES. Por consiguiente, la humedad del suelo puede derivarse de los flujos de calor latente utilizando una función del estrés hídrico del suelo (Anderson y otros, 1997; Anderson y otros, 2007; Hain y otros, 2011). Una intercomparación de la humedad del suelo recuperada mediante teledetección por microondas y el ALEXI mostró que ambos conjuntos de datos son complementarios: el ALEXI ofrece mejores resultados al estimar la humedad del suelo con vegetación densa y la teledetección por microondas arroja resultados más fiables con vegetación escasa a moderada (Hain y otros, 2011).

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Aggelides, S. M. y P. A. Londra, 1998: "Comparison of empirical equations for temperature correction of gypsum sensors", en *Agronomy Journal*, vol. 90, págs. 441 a 443.
- Albergel, C., P. de Rosnay, C. Gruhier, J. Muñoz-Sabater, S. Hasenauer, L. Isaksen, Y. Kerr y W. Wagner, 2012: "Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based in situ observations", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 118, págs 215 a 226.
- Anderson, M. C., J. M. Norman, G. R. Diak, W. P. Kustas y J. R. Mecikalski, 1997: "A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 60, págs. 195 a 216.
- Anderson, M. C., J. M. Norman, J. R. Mecikalski, J. A. Otkin y W. P. Kustas, 2007: "A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 1. Model formulation", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 112, núm. D10117.
- Attema, E. P. W., 1991: "The Active Microwave Instrument on-board the ERS-1 satellite", en *Proceedings of the IEEE*, vol. 79, núm. 6, págs. 791 a 799.
- Attema, E., P. Bargellini, P. Edwards, G. Levrini, S. Lokas, L. Moeller, B. Rosich-Tell, P. Secchi, R. Torres, M. Davidson y P. Snoeij, 2007: "Sentinel-1: The radar mission for GMES operational land and sea services", en *ESA Bulletin*, vol. 131, págs. 10 a 17.
- Bircher, S., N. Skou, K. H. Jensen, J. P. Walker y L. Rasmussen, 2011: "A soil moisture and temperature network for SMOS validation in Western Denmark", en *Hydrology and Earth System Sciences Discussion Paper*, vol. 8, págs. 9961 a 10006.
- Brocca, L., R. Morbidelli, F. Melone y T. Moramarco, 2007: "Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy", en *Journal of Hydrology*, vol. 333, núms. 2 a 4, págs. 356 a 373.
- Brunini, O. y G. W. Thurtell, 1982: "An improved thermocouple hygrometer for in situ measurements of soil water potential", en *Soil Science Society of America Journal*, vol. 46, págs. 900 a 904.
- Campbell, D. J. y J. K. Henshall, 2001: "Bulk density", en *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* (K. A. Smith y C. E. Mullins, eds.). Marcel Dekker, Nueva York, págs. 315 a 348.
- Carlson, T. N., R. R. Gillies y E. M. Perry, 1994: "A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover", en *Remote Sensing Reviews*, vol. 9, págs. 161 a 173.
- Deardorff, J. W., 1978: "Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 83, págs. 1889 a 1904.
- De Jeu, R. A. M., 2003: *Retrieval of land surface parameters using passive microwave remote sensing*. Tesis doctoral, Universidad Libre de Ámsterdam.
- Dirksen, C., 1999: *Soil Physics Measurements*. Catena Verlag, Reiskirchen (Alemania).
- Dirksen, C. y S. Dasberg, 1993: "Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements", en *Soil Science Society of America Journal*, vol. 57, págs. 660 a 667.
- Dorigo, W. A., K. Scipal, R. M. Parinussa, Y. Y. Liu, W. Wagner, R. A. M. de Jeu y V. Naeimi, 2010: "Error characterisation of global active and passive microwave soil moisture datasets", en *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 14, págs. 2605 a 2616.
- Dorigo, W. A., W. Wagner, R. Hohensinn, S. Hahn, C. Paulik, A. Xaver, A. Gruber, M. Drusch, S. Mecklenburg, P. van Oevelen, A. Robock y T. Jackson, 2011: "The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements", en *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 15, págs. 1675 a 1698.
- Doubkova, M., A. Bartsch, C. Pathe, D. Sabel y W. Wagner, 2009: "The medium resolution soil moisture dataset: Overview of the SHARE ESA DUE TIGER project", en *2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium: Proceedings*, vol. 1, págs 116 a 119.
- Draper, C., R. Reichle, R. de Jeu, V. Naeimi, R. Parinussa y W. Wagner, 2013: "Estimating root mean square errors in remotely sensed soil moisture over continental scale domains", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 137, págs. 288 a 298.
- Drungil, C. E. C., K. Abt y T. J. Gish, 1989: "Soil moisture determination in gravelly soils with time domain reflectometry", en *Transactions of the American Society of Agricultural Engineering*, vol. 32, págs. 177 a 180.
- Famiglietti, J. S., D. Ryu, A. A. Berg, M. Rodell y T. J. Jackson, 2008: "Field observations of soil moisture variability across scales", en *Water Resources Research*, vol. 44, núm. 1.

- Figa-Saldaña, J., J. J. W. Wilson, E. Attema, R. Gelsthorpe, M. R. Drinkwater y A. Stoffelen, 2002: "The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers", en *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 28, núm. 3, págs. 404 a 412.
- Friesen, J., C. Rodgers, P. G. Oguntunde, J. M. H. Hendrickx y N. Van de Giesen, 2008: "Hydrotope-based protocol to determine average soil moisture over large areas for satellite calibration and validation – with results from an observation campaign in the Volta Basin, West Africa", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 46, núm. 7, págs. 1995 a 2004.
- Gardner, C. M. K., D. A. Robinson, K. Blyth y J. D. Cooper, 2001: "Soil water content", en *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* (K. A. Smith y C. E. Mullins, eds.). Marcel Dekker, Nueva York, págs. 1 a 64.
- Gardner, W. H. y C. Calissendorff, 1967: "Gamma-ray and neutron attenuation measurement of soil bulk density and water content", en *Proceedings of the Symposium on the Use of Isotope and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies* (Estambul, 12 a 16 de junio de 1967). Organismo Internacional de Energía Atómica, Viena, págs. 101 a 112.
- Gee, G. W. y M. E. Dodson, 1981: "Soil water content by microwave drying: A routine procedure", en *Soil Science Society of America Journal*, vol. 45, págs. 1234 a 1237.
- Greacen, E. L., 1981: *Soil Water Assessment by the Neutron Method*. CSIRO, Australia.
- Hain, C. R., W. T. Crow, J. R. Mecikalski, M. C. Anderson y T. Holmes, 2011: "An intercomparison of available soil moisture estimates from thermal infrared and passive microwave remote sensing and land surface modeling", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 116, núm. D15107.
- Hallikainen, M., F. Ulaby, M. Dobson, M. El-Rayes y L. K. Wu, 1985: "Microwave dielectric behavior of wet soil – Part 1: Empirical models and experimental observations", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 23, págs. 25 a 34.
- Hasenauer, S., W. Wagner, K. Scipal, V. Naeimi y Z. Bartalis, 2006: "Implementation of near real-time soil moisture products in the SAF network based on MetOp ASCAT data", en *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, 12 a 16 de junio de 2006, Helsinki.
- Hornacek, M., W. Wagner, D. Sabel, H.-L. Truong, P. Snoeij, T. Hahmann, E. Diedrich y M. Doubkova, 2012: "Potential for high resolution systematic global surface soil moisture retrieval via change detection using Sentinel-1", en *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observation and Remote Sensing*, vol. 5, núm. 4, págs. 1303 a 1311.
- Idso, S. B., R. D. Jackson, R. J. Reginato y T. J. Schmugge, 1975: "The utility of surface temperature measurements for the remote sensing of sun for soil water status", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 80, págs. 3044 a 3049.
- Jackson, T. J., 1990: "Laboratory evaluation of a field-portable dielectric/soil moisture probe", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, págs. 241 a 245.
- Jackson, T. J. y T. J. Schmugge, 1989: "Passive microwave remote sensing system for soil moisture: Some supporting research", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 27, págs. 225 a 235.
- Jones, L. A. y J. S. Kimball, 2010: *Daily Global Land Surface Parameters Derived from AMSR-E*. Boulder, Colorado: Centro de Archivos Activos Distribuido del Centro Nacional de Datos sobre Nieve y Hielos de la NASA (disponible en <http://nsidc.org/data/nsidc-0451.html>).
- Jones, L. A., J. S. Kimball, E. Podest, K. C. McDonald, S. K. Chan y E. G. Njoku, 2009: "A method for deriving land surface moisture, vegetation optical depth, and open water fraction from AMSR-E", en *2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium: Proceedings*, vol. III, págs. 916 a 919.
- Kerr, Y. H., P. Waldteufel, P. Richaume, J. P. Wigneron, P. Ferrazzoli, A. Mahmoodi, A. Al Bitar, F. Cabot, C. Gruhier, S. E. Juglea, D. Leroux, A. Mialon y S. Delwart, 2012: "The SMOS soil moisture retrieval algorithm", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 50, núm. 5, págs. 1384 a 1403.
- Klute, A. (ed.), 1986: *Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods*. Sociedad de Agronomía de Estados Unidos, Madison, Wisconsin (Estados Unidos de América).
- Knight, J. H., 1992: "Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content", en *Water Resources Research*, vol. 28, págs. 2345 a 2352.
- Liu, Y. Y., W. A. Dorigo, R. M. Parinussa, R. A. M. de Jeu, W. Wagner, M. F. McCabe, J. P. Evans y A. I. J. M van Dijk, 2012: "Trend-preserving blending of passive and active microwave soil moisture retrievals", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 123, págs. 280 a 297.

- Liu, Y. Y., R. M. Parinussa, W. A. Dorigo, R. A. M. de Jeu, W. Wagner, A. I. J. M van Dijk, M. F. McCabe y J. P. Evans, 2011: "Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals", en *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 15, págs. 425 a 436.
- Magagi R. D. y Y. H. Kerr, 1997: "Retrieval of soil moisture and vegetation characteristics by use of ERS-1 wind scatterometer over arid and semi-arid areas", en *Journal of Hydrology*, vols. 188 y 189, págs. 361 a 384.
- Marthaler, H. P., W. Vogelsanger, F. Richard y J. P. Wierenga, 1983: "A pressure transducer for field tensiometers", en *Soil Science Society of America Journal*, vol. 47, págs. 624 a 627.
- Matgen, P., S. Heitz, S. Hasenauer, C. Hissler, L. Brocca, L. Hoffmann, W. Wagner y H. H. G. Savenije, 2012: "On the potential of MetOp ASCAT-derived soil wetness indices as a new aperture for hydrological monitoring and prediction: a field evaluation over Luxembourg", en *Hydrological Processes*, vol. 26, núm. 15, págs. 2346 a 2359.
- Merrill, S. D. y S. L. Rawlins, 1972: "Field measurement of soil water potential with thermocouple psychrometers", en *Soil Science*, vol. 113, págs. 102 a 109.
- Mullins, C. E., 2001: "Matric potential", en *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* (K. A. Smith y C. E. Mullins, eds.). Marcel Dekker, Nueva York, págs. 65 a 93.
- Naeimi, V., K. Scipal, Z. Bartalis, S. Hasenauer y W. Wagner, 2009: "An improved soil moisture retrieval algorithm for ERS and MetOp scatterometer observations", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 47, núm. 7, págs. 1999 a 2013.
- Njoku, E. G., 2004: *AMSR-E/Aqua L2B Surface Soil Moisture, Ancillary Params, & QC EASE-Grids, Version 2*. Boulder, Colorado: Centro de Archivos Activos Distribuido del Centro Nacional de Datos sobre Nieve y Hielos de la NASA (disponible en [http://nsidc.org/data/ae\\_land.html](http://nsidc.org/data/ae_land.html)).
- Njoku, E. G., T. J. Jackson, V. Lakshmi, T. K. Chan y S. V. Nghiem, 2003: "Soil moisture retrieval from AMSR-E", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 41, núm. 2, págs. 215 a 229.
- Organización Meteorológica Mundial, 1968: *Practical Soil Moisture Problems in Agriculture*. Technical Note No. 97 (WMO-No. 235, TP.128). Ginebra.
- , 1989: *Land Management in Arid and Semi-arid Areas*. Technical Note No. 186 (WMO-No. 662). Ginebra.
- , 2001: *Compendio de apuntes de meteorología para la formación de personal agrometeorológico de las clases II y III* (J. Wieringa y J. Lomas) (OMM-Nº 551). Ginebra.
- Owe, M., R. de Jeu y T. Holmes, 2008: "Multisensor historical climatology of satellite-derived global land surface moisture", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, núm. F01002.
- Owe, M., R. de Jeu y J. Walker, 2001: "A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 39, núm. 8, págs. 1643 a 1654.
- Pathe, C., W. Wagner, D. Sabel, M. Doubkova y J. B. Basara, 2009: "Using ENVISAT ASAR global mode data for surface soil moisture retrieval over Oklahoma, USA", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 47, núm. 2, págs. 468 a 480.
- Perrier, E. R. y A. W. Marsh, 1958: "Performance characteristics of various electrical resistance units and gypsum materials", en *Soil Science*, vol. 86, págs. 140 a 147.
- Price, J. C., 1990: "Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, núm. 5, págs. 940 a 948.
- Pullianen, J. T., T. Manninen y M. T. Hallikainen, 1998: "Application of ERS-1 wind scatterometer data to soil frost and soil moisture monitoring in boreal forest zone", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, núm. 3, págs. 849 a 863.
- Rawlins, S. L. y G. S. Campbell, 1986: "Water potential: Thermocouple psychrometry", en *Methods of Soil Analysis – Part 1: Physical and Mineralogical Methods* (A. Klute, ed.). Sociedad de Agronomía de Estados Unidos, Madison, Wisconsin (Estados Unidos de América), págs. 597 a 618.
- Sandholt, I., K. Rasmussen y J. Andersen, 2002: "A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 79, núms. 2 y 3, págs. 213 a 224.
- Schmugge, T. J., 1976: *Remote Sensing of Soil Moisture*. Doc. X-913-76-118, Centro de Vuelos Espaciales Goddard de la NASA, Greenbelt, Maryland.
- Schmugge, T. J., T. J. Jackson y H. L. McKim, 1980: "Survey of methods for soil moisture determination", en *Water Resources Research*, vol. 16, págs. 961 a 979.
- Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky y A. J. Teuling, 2010: "Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review", en *Earth-Science Reviews*, vol. 99, núms. 3 y 4, págs. 125 a 161.

- Su, C.-H., D. Ryu, R.I. Young, A. W. Western y W. Wagner, 2013: "Inter-comparison of microwave satellite soil moisture retrievals over the Murrumbidgee Basin, southeast Australia", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 134, págs. 1 a 11.
- Tanner, C. B. y R. J. Hanks, 1952: "Moisture hysteresis in gypsum moisture blocks", en *Soil Science Society of America Proceedings*, vol. 16, págs. 48 a 51.
- Topp, G. C., J. L. Davis y A. P. Annan, 1980: "Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines", en *Water Resources Research*, vol. 16, págs. 574 a 582.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore y A. K. Fung, 1986: *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, volumen III. Artech House, Norwood, Massachusetts.
- Vachaud, G., A. Passerat de Silans, P. Balabanis y M. Vauclin, 1985: "Temporal stability of spatially measured soil water probability density function", en *Soil Science Society of America Journal*, vol. 49, núm. 4, págs. 822 a 828.
- Van de Griend, A. A., P. J. Camillo y R. J. Gurney, 1985: "Discrimination of soil physical parameters, thermal inertia and soil moisture from diurnal surface temperature fluctuations", en *Water Resources Research*, vol. 21, págs. 997 a 1009.
- Van doninck, J., J. Peters, B. de Baets, E. de Clercq, E. Ducheyne y N. Verhoest, 2011: "The potential of multitemporal Aqua and Terra MODIS apparent thermal inertia as a soil moisture indicator", en *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, vol. 13, núm. 6, págs. 934 a 941.
- Verstraeten, W. W., F. Veroustraete, C. J. van der Sande, I. Grootaers y J. Feyen, 2006: "Soil moisture retrieval using thermal inertia, determined with visible and thermal spaceborne data, validated for European forests", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 101, núm. 3, págs. 299 a 314.
- Visvalingam, M. y J. D. Tandy, 1972: "The neutron method for measuring soil moisture content: A review", en *European Journal of Soil Science*, vol. 23, págs. 499 a 511.
- Wagner, W., G. Lemoine y H. Rott, 1999: "A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 70, núm. 2, págs. 191 a 207.
- Wagner, W., C. Pathe, M. Doubkova, D. Sabel, A. Bartsch, S. Hasenauer, G. Blöschl, K. Scipal, J. Martínez-Fernández y A. Löw, 2008: "Temporal stability of soil moisture and radar backscatter observed by the Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR)", en *Sensors*, vol. 8, núm. 2, págs. 1174 a 1197.
- Wang, J. R. y T. J. Schmugge, 1980: "An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-18, núm. 4, págs. 288 a 295.
- Wellings, S. R., J. P. Bell y R. J. Raynor, 1985: *The Use of Gypsum Resistance Blocks for Measuring Soil Water Potential in the Field*. Informe N° 92, Instituto de Hidrología, Wallingford (Reino Unido).
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

Página

CAPÍTULO 12. MEDICIÓN DE LA PRESIÓN, LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD EN ALTITUD.....	376
12.1 Generalidades .....	376
12.1.1 Definiciones .....	376
12.1.2 Unidades utilizadas en las mediciones en altitud .....	376
12.1.3 Requisitos meteorológicos .....	377
12.1.3.1 Datos de radiosondas para operaciones meteorológicas.....	377
12.1.3.2 Relaciones entre las mediciones en altitud por satélite y por radiosonda .....	379
12.1.3.3 Altitud máxima de las observaciones por radiosonda .....	381
12.1.4 Requisitos de exactitud.....	382
12.1.4.1 Altura geopotencial: requisitos y rendimiento .....	383
12.1.4.2 Temperatura: requisitos y rendimiento .....	383
12.1.4.3 Humedad relativa: requisitos y rendimiento .....	384
12.1.5 Métodos de medición.....	384
12.1.5.1 Condicionamientos en el diseño de las radiosondas .....	384
12.1.5.2 Radiofrecuencias utilizadas por las radiosondas .....	385
12.1.6 Errores de las radiosondas: consideraciones generales .....	386
12.1.6.1 Tipos de error .....	386
12.1.6.2 Posibles referencias.....	387
12.1.6.3 Fuentes de error adicional durante las operaciones de radiosonda ..	388
12.2 Electrónica de las radiosondas.....	388
12.2.1 Características generales .....	388
12.2.2 Suministro de energía para radiosondas .....	389
12.2.3 Métodos de transmisión de datos .....	389
12.2.3.1 Transmisores de radio.....	389
12.3 Sensores de presión (incluidas las mediciones de la altura) .....	390
12.3.1 Aspectos generales .....	390
12.3.2 Cápsulas aneroides .....	390
12.3.3 Cápsula aneroide (capacitiva) .....	391
12.3.4 Sensores de silicio .....	392
12.3.5 Errores relacionados con el sensor de presión .....	392
12.3.5.1 Relación de los errores de la altura geopotencial respecto a los errores de presión .....	393
12.3.6 Utilización de observaciones de altura geométrica en lugar de observaciones con un sensor de presión .....	394
12.3.6.1 Generalidades .....	394
12.3.6.2 Método de cálculo .....	395
12.3.7 Fuentes de error en las mediciones directas de la altura .....	397
12.3.7.1 En las mediciones de la altura geométrica por GPS .....	397
12.3.7.2 En las mediciones de la altura por radar.....	398
12.4 Sensores de temperatura .....	398
12.4.1 Requisitos generales .....	398
12.4.2 Termistores.....	400
12.4.3 Termocondensadores .....	400
12.4.4 Termopares .....	401
12.4.5 Instrumentos de sondeo científicos .....	401
12.4.6 Exposición .....	401
12.4.7 Errores de temperatura.....	402
12.4.7.1 Calibración.....	402
12.4.7.2 Inercia térmica.....	404
12.4.7.3 Intercambio térmico radiativo en el infrarrojo.....	404
12.4.7.4 Calentamiento debido a la radiación solar.....	404
12.4.7.5 Deposición de hielo o agua sobre el sensor.....	407
12.4.7.6 Cuestiones de representatividad.....	407
12.5 Sensores de humedad relativa.....	407
12.5.1 Aspectos generales .....	407
12.5.2 Condensadores de película delgada.....	412



12.5.3	Higristores de carbón .....	413
12.5.4	Sensores de membrana orgánica de tripa de vacuno.....	414
12.5.5	Instrumentos de sondeo científicos .....	414
12.5.6	Exposición .....	416
12.5.7	Errores relacionados con la humedad relativa.....	416
12.5.7.1	Consideraciones generales .....	417
12.5.7.2	Humedad relativa nocturna para temperaturas superiores a $-20^{\circ}\text{C}$ .	418
12.5.7.3	Humedad relativa diurna para temperaturas superiores a $-20^{\circ}\text{C}$ ...	419
12.5.7.4	Humedad relativa nocturna para temperaturas entre $-20^{\circ}\text{C}$ y $-50^{\circ}\text{C}$ .....	421
12.5.7.5	Humedad relativa diurna para temperaturas entre $-20^{\circ}\text{C}$ y $-50^{\circ}\text{C}$ .	421
12.5.7.6	Humedad relativa nocturna para temperaturas entre $-50^{\circ}\text{C}$ y $-70^{\circ}\text{C}$ .....	422
12.5.7.7	Humedad relativa diurna para temperaturas entre $-50^{\circ}\text{C}$ y $-70^{\circ}\text{C}$ .	424
12.5.7.8	Humectación o engelamiento en las nubes.....	426
12.5.7.9	Cuestiones de representatividad.....	426
12.6	Equipo de la estación terrestre .....	426
12.6.1	Características generales .....	426
12.6.2	Programas informáticos para el procesamiento de datos .....	427
12.7	Operaciones de radiosondas.....	427
12.7.1	Correcciones de control inmediatamente antes del uso .....	427
12.7.2	Métodos de despliegue .....	428
12.7.3	Procedimientos para el lanzamiento de radiosondas.....	429
12.7.4	Suspensión de la radiosonda durante el vuelo .....	430
12.7.5	Seguridad pública.....	430
12.8	Comparación, calibración y mantenimiento .....	431
12.8.1	Comparaciones .....	431
12.8.1.1	Evaluación de la calidad utilizando predicciones a corto plazo.....	431
12.8.1.2	Evaluación de la calidad utilizando series cronológicas atmosféricas.	432
12.8.1.3	Comparación de mediciones del vapor de agua mediante teledetección .....	432
12.8.1.4	Pruebas de comparación de radiosondas .....	433
12.8.2	Calibración.....	434
12.8.3	Mantenimiento .....	435
12.9	Cálculos e información .....	435
12.9.1	Procedimientos de cálculo e información de las radiosondas .....	435
12.9.2	Correcciones .....	436
12.10	Cuestiones relativas a las compras .....	437
12.10.1	Utilización y actualización de los resultados de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad .....	437
12.10.2	Algunas cuestiones que han de considerarse en relación con las compras....	438
ANEXO 12.A. REQUISITOS ACTUALES DE EXACTITUD A FIN DE ALCANZAR EL PUNTO DE INFLEXIÓN Y EL NIVEL ÓPTIMO PARA LAS MEDICIONES POR RADIOSONDA..		440
ANEXO 12.B. ESTIMACIONES DE LOS LÍMITES CORRESPONDIENTES AL OBJETIVO, AL PUNTO DE INFLEXIÓN Y AL UMBRAL PARA VIENTOS EN ALTITUD, TEMPERATURA EN ALTITUD, HUMEDAD RELATIVA Y ALTURA GEOPOTENCIAL (A PARTIR DEL EXAMEN CONTINUO DE LAS NECESIDADES DE OBSERVACIONES EN ALTITUD DE LA OMM) .....		442
ANEXO 12.C. DIRECTRICES PARA LA ORGANIZACIÓN DE INTERCOMPARACIONES DE RADIOSONDAS Y PARA EL ESTABLECIMIENTO DE SITIOS DE ENSAYO .....		447
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....		454

## **CAPÍTULO 12. MEDICIÓN DE LA PRESIÓN, LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD EN ALTITUD**

### **12.1 GENERALIDADES**

#### **12.1.1 Definiciones**

Para las mediciones en altitud en las que se utiliza una radiosonda son pertinentes las siguientes definiciones basadas en OMM (1992 y 2010a):

*Radiosonda:* instrumento destinado al transporte por globo con dispositivos sensibles a una o más variables meteorológicas (presión, temperatura, humedad, etc.) y con un transmisor de radio para enviar a la estación de observación los datos obtenidos durante su ascenso a través de la atmósfera.

*Observación de radiosonda:* observación en altitud de variables meteorológicas, generalmente de la presión atmosférica, de la temperatura, de la humedad y, con frecuencia, del viento horizontal, por medio de una radiosonda.

*Nota:* La radiosonda puede estar unida a un globo (o a otra aeronave no tripulada que se desplace lentamente) o puede adaptarse el diseño para que pueda lanzarse (como una radiosonda con paracaídas) desde un avión o desde un cohete.

*Estación de radiosondeo:* estación en la que se efectúan, con instrumentos electrónicos, observaciones en altitud de la presión atmosférica, la temperatura, la humedad y, por lo general, el viento horizontal.

*Observación en altitud:* observación meteorológica efectuada, directa o indirectamente, en la atmósfera libre.

*Estación de observación en altitud, estación de observación sinóptica en altitud, estación aerológica:* estación en superficie a partir de la cual se realizan observaciones en altitud.

*Sondeo:* determinación de una o más variables meteorológicas en altitud por medio de un instrumento que asciende transportado por un globo, una aeronave, una cometa, un planeador, un cohete, etc.

En este capítulo se tratarán los sistemas de radiosonda. Las mediciones para las que se utilizan plataformas especiales, equipo especializado y aeronaves, o que se hacen indirectamente por instrumentos de teledetección como los radiómetros de microondas y los lidares Raman de vapor de agua en la capa límite y la troposfera, se analizan en otros capítulos de la parte II de esta Guía. Los sistemas de radiosonda se utilizan normalmente para medir la presión, la temperatura y la humedad relativa. En la mayoría de los emplazamientos con fines operativos, el sistema de radiosonda se emplea también para la determinación del viento en altitud (véase el capítulo 13 de la parte I). Además, algunas radiosondas se lanzan con sistemas de detección de componentes atmosféricos tales como la concentración de ozono o la radiactividad. Esas mediciones adicionales no se tratan con detalle en el presente capítulo.

#### **12.1.2 Unidades utilizadas en las mediciones en altitud**

Las unidades de medición de las variables meteorológicas en las observaciones por radiosonda son el hectopascal para la presión, el grado Celsius para la temperatura y el porcentaje para la humedad relativa. La humedad relativa se comunica con relación a la presión de vapor saturado sobre una superficie de agua, incluso a temperaturas inferiores a 0 °C.



La unidad de altura geopotencial utilizada en las observaciones en altitud es el metro geopotencial (gpm), definido como 0,980 665 metros dinámicos. La relación entre la altura geopotencial y la altura geométrica se describe en la sección 12.3.6.2. Las diferencias en la troposfera inferior no son muy marcadas, pero se acentúan a medida que aumenta la altura.

En los cálculos de las radiosondas deberían utilizarse los valores de las funciones y constantes físicas adoptados por la OMM (2011a).

### 12.1.3 **Requisitos meteorológicos**

#### 12.1.3.1 ***Datos de radiosondas para operaciones meteorológicas***

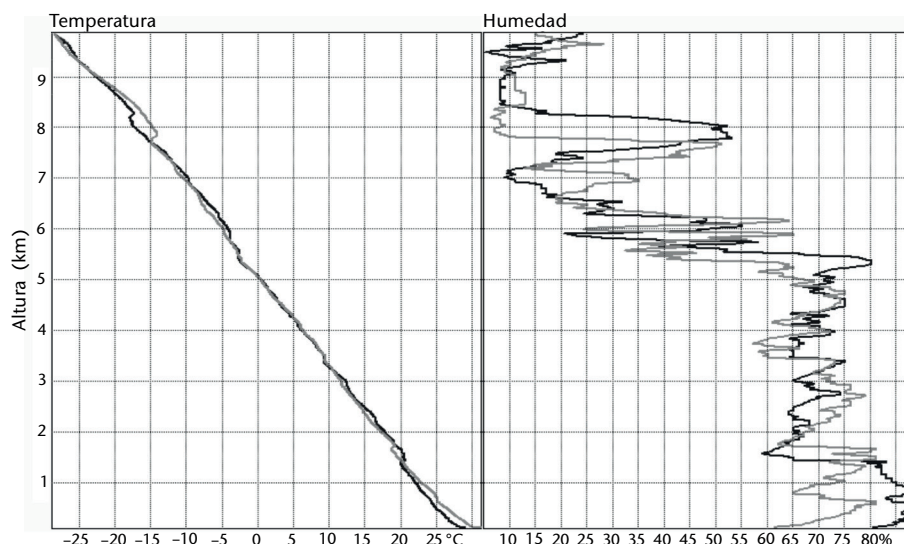
Las mediciones en altitud de la temperatura, de la humedad relativa y del viento son tres de las principales mediciones utilizadas en la inicialización de los análisis de los modelos de predicción numérica del tiempo (PNT) para la predicción meteorológica operativa. Las radiosondas proporcionan la mayoría de las mediciones de la temperatura y de la humedad relativa *in situ* sobre tierra, en tanto que las radiosondas lanzadas desde islas remotas o desde buques pueden ofrecer en la práctica una cobertura muy limitada, aunque importante, sobre los océanos. Las temperaturas, con resolución en la vertical similar a las radiosondas, pueden ser observadas por aviones durante las fases de ascenso, descenso o cuando vuelan a nivel de crucero. Las observaciones desde aeronaves durante el ascenso y el descenso se utilizan para complementar las observaciones realizadas con radiosondas sobre la tierra y, en ocasiones, pueden utilizarse para reemplazar las radiosondas en un emplazamiento dado. Las observaciones desde aeronaves a nivel de crucero proporcionan mediciones sobre la tierra y los océanos. Las observaciones por satélite desde el nadir de la distribución de la temperatura y del vapor de agua tienen una resolución vertical menor que las mediciones con radiosondas o aeronaves. Las observaciones por satélite influyen considerablemente en los análisis de la predicción numérica del tiempo sobre los océanos y otras zonas del globo donde las observaciones con radiosondas y aeronaves son escasas o inexistentes.

Las mediciones exactas de la estructura vertical de los campos de temperatura y vapor de agua en la troposfera son sumamente importantes para toda clase de predicciones, especialmente para las regionales y locales y la predicción inmediata. Hay discontinuidad en la vertical de los perfiles de la temperatura atmosférica, y las variaciones en la humedad relativa respecto a la discontinuidad de la temperatura suelen ser bastante apreciables (véase la figura 12.1). Las mediciones indican la estructura típica de las capas de nubes o de niebla en el plano vertical. Dicha estructura vertical de la temperatura y el vapor de agua determina la estabilidad de la atmósfera, y consiguientemente, la cantidad y el tipo de nubes que se predecirán. Las mediciones por radiosonda de la estructura vertical pueden proporcionarse generalmente con suficiente exactitud para responder a la mayoría de las necesidades de los usuarios.

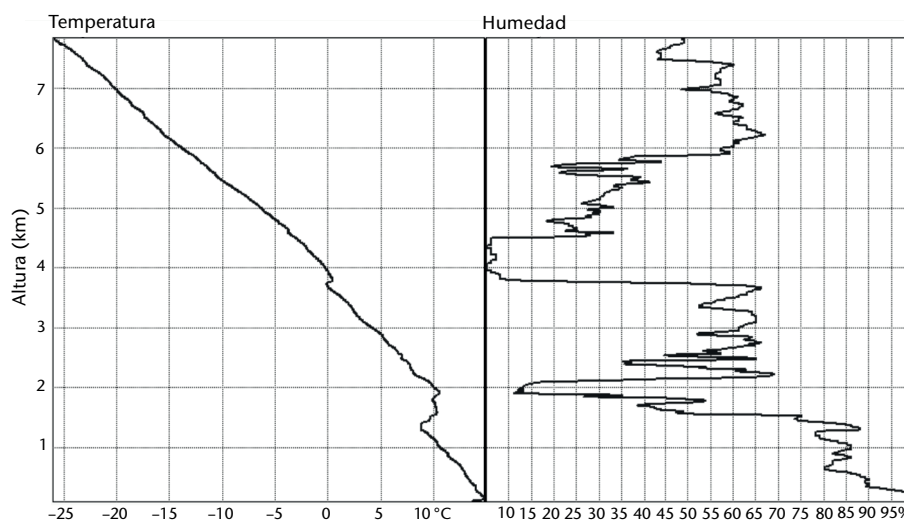
Las mediciones de alta resolución de la estructura vertical de la temperatura y de la humedad relativa son importantes para los estudios de contaminación ambiental (por ejemplo, para conocer el espesor de la capa límite atmosférica). Se necesita también esta elevada resolución vertical para calcular los efectos de la refracción atmosférica sobre la propagación de la radiación electromagnética o de las ondas sonoras. La resolución temporal debería ser lo más alta posible, por ejemplo, de 1 segundo, aunque no más de 5 segundos. Además, se necesita información sobre la hora y la posición de la radiosonda en cada nivel, a fin de obtener una descripción correcta de la atmósfera.

La aviación civil, la artillería y otras aplicaciones balísticas, como los lanzamientos de vehículos espaciales, tienen necesidades operativas de mediciones detalladas de la densidad del aire a determinadas presiones (obtenidas a partir de las mediciones de la temperatura y de la humedad relativa por radiosonda).

Las observaciones por radiosonda también son importantes para los estudios sobre el cambio climático en altitud. De ahí la necesidad de llevar registros adecuados de los sistemas, en particular de la versión del programa informático y las correcciones y el material fungible utilizados en las mediciones, así como métodos de observación que se emplean junto con los



a) Ejemplo de perfiles de temperatura y humedad diurnos de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, Yangjiang (China) (22° N). El sondeo en gris se realizó 8 horas después del sondeo en negro. Los cambios relativamente pequeños en el gradiente de temperatura en la vertical se relacionaron con bajas bruscas en la humedad relativa (cerca de 0,7, 1,6, 3,5, 5,5 y 8 km).



b) Ejemplo de temperatura y humedad relativa en verano a las 0600 UTC en Reino Unido (50° N), que muestra una capa baja de 100% de humedad relativa en la niebla cercana al suelo y bajas muy bruscas en la humedad relativa en las capas de inversión térmica, entre 1,5 y 2 km y a 3,8 km.

**Figura 12.1. Ejemplos de perfiles de temperatura y humedad relativa en la troposfera inferior y media**

sistemas (por ejemplo, la longitud de suspensión desde un globo). Los climatólogos preferirían que se archivasen los datos brutos además de los procesados, y que estos se facilitasen para estudios climatológicos posteriores. Es fundamental que se registren todos los cambios en los nuevos métodos de observación en el tiempo. A este respecto, se ha demostrado la importancia fundamental de establecer los cambios en los instrumentos y prácticas de las radiosondas que se han producido desde que estas se utilizan con carácter regular (véase, por ejemplo, OMM, 1993a). En los estudios sobre el cambio climático basados en mediciones por radiosonda se requiere una gran estabilidad en los errores sistemáticos de las mediciones efectuadas por radiosonda. Sin embargo, los errores en las primeras mediciones por radiosonda de algunas variables meteorológicas, en particular la humedad relativa y la presión, eran demasiado grandes y complejos para producir correcciones significativas en todas las altitudes necesarias para los estudios sobre el cambio climático. Por lo tanto, era preciso introducir mejoras y cambios en la

concepción de las radiosondas. Además, debido a las limitaciones de gasto en las operaciones meteorológicas, el material fungible de las radiosondas tiene que ser siempre económico si se quiere seguir utilizándolas en forma generalizada.

Cuando se introducen nuevos diseños de radiosondas, es fundamental que se realicen suficientes pruebas del funcionamiento de la nueva radiosonda respecto de la antigua, a fin de que las series cronológicas de las observaciones en una estación puedan armonizarse sobre la base de datos comparativos. Esta armonización no debería degradar las buenas mediciones que generará la nueva radiosonda, con la finalidad de que sean compatibles con las mediciones menos exactas de diseños anteriores. Cabe destacar asimismo que, en algunos casos, los errores en las mediciones realizadas en el pasado fueron demasiado apreciables para tenerlos en cuenta en los estudios climatológicos (esto es especialmente cierto respecto a las mediciones de la humedad relativa efectuadas recientemente; véase la sección 12.5.7).

Los usuarios tienen que aceptar ciertos compromisos en la exactitud de medición de los sistemas, teniendo en cuenta que los fabricantes de radiosondas producen sistemas que se utilizan en un amplísimo rango de condiciones meteorológicas:

- 1 050 hPa a 5 hPa para la presión
- 50 °C a -95 °C para la temperatura
- 100% a 1% para la humedad relativa
- 30 hPa en la superficie a  $10^{-4}$  hPa en la tropopausa para la presión del vapor de agua en los trópicos

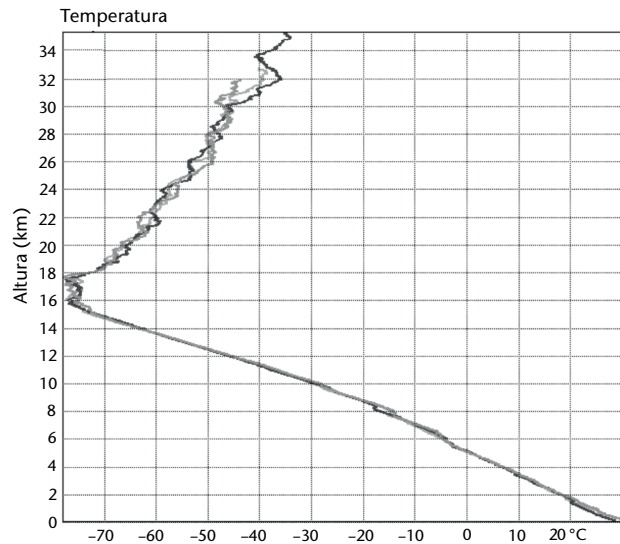
Los sistemas también deben mantener un funcionamiento seguro y continuo cuando se operan con lluvia intensa, alrededor de tormentas y en condiciones de fuerte engelamiento.

Las temperaturas más frías suelen producirse cerca de la tropopausa tropical y subtropical, aunque en invierno pueden observarse temperaturas muy frías en niveles más altos en el vórtice polar estratosférico. En la figura 12.2 se ofrecen ejemplos de perfiles de los subtrópicos: a) en Yangjiang (China) (22° N) en verano, y b) en Reino Unido, a 50° N, en verano y en invierno. Las temperaturas más frías cerca de la tropopausa en los trópicos plantean un gran desafío para los sensores operativos de la humedad relativa, ya que son pocos los que en la actualidad responden muy rápidamente a temperaturas inferiores a -70 °C (véanse las secciones 12.5.7.6 y 12.5.7.7). Por lo tanto, las radiosondas que pueden funcionar bien en toda la troposfera en las latitudes medias están en condiciones de realizar mediciones de la humedad relativa menos fiables en la troposfera superior de los trópicos.

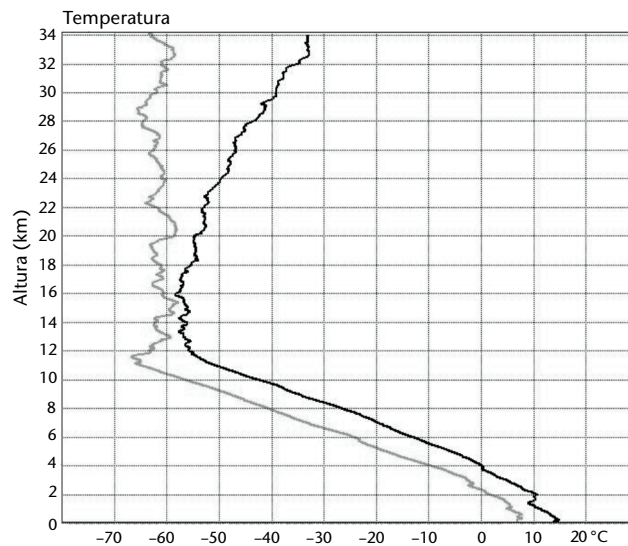
Una medición de radiosonda se aproxima a una muestra instantánea de una capa determinada de la atmósfera (una radiosonda suele ascender 300 m en 1 minuto). Cuando las fluctuaciones a corto plazo en la temperatura atmosférica de las ondas gravitatorias y la turbulencia son ligeras, la medición de la radiosonda puede representar con mucha eficacia la situación sobre una ubicación durante muchas horas. Por otro lado, cuando la atmósfera es muy variable (por ejemplo, una capa límite atmosférica convectiva), es probable que la muestra instantánea no sea válida por más de 1 minuto y que no represente un buen valor medio por encima de la ubicación, incluso durante 1 hora. En la figura 12.2 a), las temperaturas de las radiosondas en la troposfera fueron más reproducibles con el tiempo que en la estratosfera, debido a la mayor influencia de las ondas gravitatorias en la estratosfera. Estas diferencias más marcadas en niveles superiores no fueron el resultado de errores instrumentales. De igual modo, la variación de temperaturas en la vertical en la estratosfera que se observa en la figura 12.2 b) no fue el resultado de un error instrumental, ya que se midió la misma estructura con dos tipos diferentes de radiosonda en los vuelos de prueba.

### 12.1.3.2 **Relaciones entre las mediciones en altitud por satélite y por radiosonda**

Los sistemas de observación por satélite que apuntan al nadir no miden la estructura vertical con la misma exactitud o grado de confianza que los sistemas de radiosonda o aeronave. Con los actuales sistemas de sondeo por satélite de la temperatura y del vapor de agua se observan las radiancias ascendentes de la emisión de dióxido de carbono o vapor de agua en el infrarrojo,



a) Yangjiang (China), mes de julio (3 ascensos en 8 horas)



b) Reino Unido, verano (en negro) e invierno (en gris)

**Figura 12.2. Ejemplos de perfiles de temperatura completos, hechos con globos grandes adecuados para realizar observaciones climáticas**

o bien la emisión de oxígeno o vapor de agua en las frecuencias de microondas (véase el capítulo 3 de la parte III). Tanto las mediciones por sondeo en infrarrojo y microondas son fundamentales para la predicción numérica del tiempo operativa actual. La radiancia observada por un canal de satélite se compone de emisiones atmosféricas desde un intervalo de alturas en la atmósfera. Ese intervalo está determinado por la distribución de gases emisores en el plano vertical y por la absorción atmosférica en las frecuencias del canal. La mayoría de las radiancias procedentes de un solo canal de temperatura del satélite se aproximan a la temperatura de la capa media de una capa de al menos 10 km de espesor. No obstante, se ha obtenido una resolución vertical mucho más fina por medio de interferómetros de transformación de Fourier recientes que funcionan en el infrarrojo, utilizando información procedente de un mayor número de canales con características de absorción ligeramente distintas. La distribución en altura (función de ponderación) de la radiancia observada en el canal de temperatura variará hasta cierto punto con la ubicación geográfica. Esto se debe a que las propiedades de transferencia radiativa de la atmósfera dependen poco de la temperatura. Las concentraciones del gas emisor pueden variar algo con la ubicación y con las nubes; los aerosoles y el polvo volcánico pueden modificar también el intercambio térmico radiativo. Por eso, las principales observaciones de

sondeo de la temperatura por satélite proporcionan buena resolución horizontal y cobertura espacial en el mundo entero para capas de espesor relativamente grande en el plano vertical, pero tal vez sea más difícil especificar en un lugar determinado la distribución en ese plano de la emisión atmosférica observada.

La mayoría de las radiancias troposféricas observadas por los canales de vapor de agua de satélites que apuntan al nadir tienen su origen en capas de la atmósfera de un espesor de 4 a 5 km. Las presiones de las capas atmosféricas que contribuyen a las radiancias observadas por un canal de vapor de agua varían con la ubicación en mucho mayor grado que en el caso de los canales de temperatura. Esto se debe a que el espesor y la presión central de la capa observada dependen notablemente de la distribución del vapor de agua en la vertical. Por ejemplo, las capas observadas en un canal de vapor de agua dado alcanzarán su menor nivel cuando la troposfera superior sea muy seca. Las radiancias del canal de vapor de agua observadas dependen de la temperatura del vapor de agua. Por ello, la distribución de este en la vertical solo puede deducirse una vez que se dispone de mediciones adecuadas de la estructura vertical de la temperatura.

Los sistemas satelitales de observación del limbo pueden proporcionar mediciones de la estructura de la atmósfera con una mayor resolución vertical que los sistemas de orientación nadiral; un ejemplo de este tipo de sistema son las mediciones de temperatura y vapor de agua obtenidas mediante radioocultación utilizando un sistema de posicionamiento mundial (GPS). Esta técnica consiste en medir la estructura vertical a lo largo de trayectorias horizontales de 200 km en adelante (Kursinski y otros, 1997). Actualmente, el uso de esa técnica es generalizado, ya que permite obtener mejores mediciones de la estructura vertical de la temperatura, en particular alrededor de la tropopausa donde no se dispone de radiosondas.

Esa es la razón de que en las técnicas desarrolladas para utilizar información de sondeo por satélite en modelos de predicción numérica del tiempo se emplee información de otros sistemas de observación, en particular radiosondas y aeronaves o de los propios campos de modelos de predicción numérica del tiempo. La información de radiosondas puede estar contenida en una estimación inicial de la estructura vertical en determinado lugar, obtenida de los campos de los modelos de predicción, o se encuentra en catálogos de posible estructura vertical basada en mediciones de radiosonda típicas de la ubicación geográfica o del tipo de masa de aire. Además, las mediciones por radiosonda se usan para referenciar las observaciones procedentes de diferentes satélites o de observaciones efectuadas desde distintos ángulos de visión mediante determinado canal de satélite. Las comparaciones pueden realizarse directamente con las observaciones de radiosonda o indirectamente a través de la influencia de las mediciones de radiosondas en la estructura vertical de los campos de predicción numérica.

De ahí que los sistemas de sondeo por radiosonda y satélite, junto con las aeronaves, sean sistemas de observación complementarios y constituyan un sistema de observación global más fiable cuando se utilizan conjuntamente. Las observaciones de radiosondas y desde aeronaves permiten mejorar la predicción numérica del tiempo, aun teniendo en cuenta el volumen mucho mayor de mediciones satelitales disponibles.

### 12.1.3.3 ***Altitud máxima de las observaciones por radiosonda***

Las observaciones por radiosonda se utilizan generalmente para efectuar mediciones hasta altitudes de unos 35 km (véase, por ejemplo, la figura 12.2). Sin embargo, en muchas observaciones mundiales las altitudes no son superiores a unos 25 km, debido al elevado costo de los globos y del gas necesario para elevar el equipo hasta las presiones más bajas. Los errores de temperatura tienden a aumentar con la altura, pero la tasa de aumento con radiosondas modernas no es tan elevada y pueden realizarse mediciones útiles hasta 35 km, sobre todo de noche.

Al planificar mediciones por radiosonda para la vigilancia del clima, es necesario asegurar un número suficiente de globos grandes a fin de obtener periódicamente mediciones de hasta 30 km en cada región.



Los problemas de contaminación de los sensores durante el vuelo y las muy largas constantes de tiempo de la respuesta de los sensores a baja temperatura y presión circunscriben actualmente a la troposfera la utilidad de mediciones de la humedad relativa por radiosonda de calidad.

#### 12.1.4 Requisitos de exactitud

En esta sección se resumen los requisitos de incertidumbre (que siempre se expresan en términos de  $k = 2$ ; véase el capítulo 1 de la parte I de la presente Guía) de las variables meteorológicas medidas por radiosondas y se comparan con los resultados habituales obtenidos en la práctica. En las secciones posteriores, en las que se aborda cada una de las variables meteorológicas (véanse las secciones 12.3.5, 12.3.7, 12.4.7 y 12.5.7 para la presión, la altura, la temperatura y la humedad relativa, respectivamente) se consideran de manera más pormenorizada el rendimiento y las fuentes de error. En el capítulo 1 de la parte I de la presente Guía se proporciona la definición de incertidumbre y error sistemático, así como de otros conceptos.

En el anexo 12.A se presentan estimaciones de la incertidumbre a fin de alcanzar un nivel óptimo para las observaciones de radiosonda desde 2012. El anexo se elaboró conforme a la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad efectuada en Yangjiang (China) (OMM, 2011*b*). En él se describe el rendimiento óptimo que puede obtenerse actualmente de radiosondas operativas.

En el anexo 12.B se ofrece un resumen de los requisitos de los límites de la incertidumbre y la resolución vertical de las observaciones de radiosonda extraído de los documentos de la OMM. Los cuadros contienen información de la base de datos sobre necesidades de observación de la OMM (OSCAR/Requirements; véase OMM, 2014), los objetivos en materia de necesidades de observación de la Red de referencia de observación en altitud del Sistema Mundial de Observación del Clima (SMOC) publicados por la OMM (OMM, 2009), así como información limitada de los estudios de la variabilidad atmosférica, en OMM (1970).

La base de datos de la OMM sobre necesidades de observación tiene en cuenta tres límites para la mayoría de las variables meteorológicas:

- a) el objetivo: cumplimiento ideal;
- b) el umbral: mínimo requerido para garantizar que los datos sean útiles;
- c) el punto de inflexión: nivel intermedio entre el umbral y el objetivo que, una vez alcanzado, supondría una mejora significativa para la aplicación de que se trate.

Los cuadros 12.B.1, 12.B.2 y 12.B.3 del anexo 12.B se basan principalmente en los requisitos del área de aplicación de la predicción numérica del tiempo de alta resolución, a pesar de que la información sobre los objetivos derivados de los estudios de la variabilidad atmosférica también se indican cuando los objetivos difieren de los establecidos en la base de datos de la OMM sobre necesidades de observación. Las necesidades climáticas se basan en las necesidades de la Red de referencia de observación en altitud del SMOC y en las que figuran en la sección de la base de datos de la OMM sobre necesidades de observación de las actividades del Grupo de expertos sobre observaciones atmosféricas con fines climáticos (AOPC) o de los Procesos estratosféricos y su función en el clima (SPARC). Cabe aclarar que, cuando las diferencias entre los objetivos de ambas bases de datos son muy marcadas, estas se señalan en los cuadros. Los requisitos de la altura geopotencial señalados en el cuadro 12.B.4 se obtuvieron conforme a lo descrito en el anexo 12.B.

Una radiosonda que cumpla los requisitos menos rigurosos para llegar al “punto de inflexión”, resumidos en el anexo 12.A, debería proporcionar mediciones que resulten rentables para los usos específicos de cada país. No obstante, unos requisitos de exactitud menos rigurosos no satisfarán las expectativas de algunos usuarios, por ejemplo, en relación con los principales emplazamientos utilizados para detectar cambios climáticos. Por ello, habrá de adoptarse una decisión operativa en cuanto a la calidad de la observación requerida por la red nacional,

teniendo en cuenta que la utilización de ese tipo de datos en las predicciones mejorará la calidad de la predicción en todo el país, si las observaciones cumplen los “puntos de inflexión” establecidos.

Los requisitos de espaciamiento entre las observaciones en el plano horizontal de la base de datos de la OMM sobre necesidades de observación no se detallan en la presente, pero estos muestran claramente que las observaciones de radiosonda por sí mismas no pueden cumplir los requisitos mínimos del Sistema mundial integrado de sistemas de observación de la OMM (WIGOS), y que deben complementarse con mediciones de la temperatura, la humedad relativa y el viento de otros sistemas de observación.

#### 12.1.4.1 **Altura geopotencial: requisitos y rendimiento**

Los sistemas de radiosonda modernos pueden presentar errores sistemáticos en los datos de presión ligeramente superiores a 1 hPa cerca de la superficie, aunque los errores sistemáticos de esta envergadura en presiones inferiores a 100 hPa son actualmente infrecuentes (véase el cuadro 12.4). Las radiosondas que siguen utilizando los mejores sensores de presión pueden medir alturas cercanas a 10 hPa con un error aleatorio ( $k = 2$ ) de entre 300 y 400 m, esto es, con un error aleatorio en la presión de aproximadamente 0,6 hPa.

Por lo tanto, la mayoría de las radiosondas pueden cumplir el objetivo de incertidumbre para las mediciones de altura de la predicción numérica del tiempo utilizando un sensor de presión de hasta 100 hPa. No obstante, es necesaria una radiosonda que mida la altura con tecnología GPS para medir hasta 30 km con un error aleatorio de solo 20 m, lo que equivale a un error aleatorio inferior o igual a 0,05 hPa en presión, según el nivel de incertidumbre de las mediciones de la temperatura por radiosonda.

Para alcanzar el objetivo de incertidumbre de las alturas de la base de las nubes en la troposfera inferior que se indican en el cuadro 12.B.4 del anexo 12.B, las incertidumbres de presión ( $k = 2$ ) deben ser de tan solo 3 hPa respecto a la altura de la base de las nubes. La mayoría de las radiosondas modernas pueden llegar a cumplir ese requisito.

Las concentraciones de ozono en la estratosfera tienen gradientes pronunciados en la vertical y los errores en la determinación de la altura, incluso los errores de sensores de presión relativamente pequeños, introducen inexactitudes significativas en los informes de perfiles de ozonosondas en todas las latitudes, lo que ha resultado ser uno de los factores limitantes en esas mediciones cuando se utilizan radiosondas antiguas con errores de presión en la estratosfera de mayor magnitud.

#### 12.1.4.2 **Temperatura: requisitos y rendimiento**

La mayoría de los sistemas de radiosonda modernos (en uso desde el año 2000) miden la temperatura en la troposfera y la estratosfera hasta una altura de aproximadamente 31 km, con una incertidumbre ( $k = 2$ ) de entre 0,4 y 1 K. Esto suele aproximarse al rendimiento óptimo de la predicción numérica del tiempo sugerido en el cuadro 12.B.2 del anexo 12.B. No obstante, en algunas redes de radiosonda nacionales de las regiones tropicales se sigue observando una incertidumbre que supera con creces el valor de 2 K. En caso de utilizarse, las mediciones con errores tan grandes afectan a las previsiones de la predicción numérica del tiempo.

En la estratosfera, las incertidumbres de la temperatura medida por radiosonda pueden llegar a cumplir el objetivo para la predicción numérica del tiempo, aunque son necesarias ciertas mejoras en las condiciones diurnas para que tengan la máxima utilidad posible para las necesidades climáticas.

Dado que los objetivos de temperatura para usos climáticos son más exigentes que para la predicción numérica del tiempo, el Centro principal de la Red de referencia de observación en altitud del SMOC sigue trabajando con fabricantes y operadores para reducir la incertidumbre de las actuales mediciones operativas en la troposfera y la estratosfera. En este caso, es sumamente

importante que el error sistemático sea lo más prácticamente constante posible con el tiempo, lo que exige límites más bajos en los métodos de observación que en los emplazamientos operativos típicos. A fin de que el rendimiento sea lo más provechoso posible, los operadores deben procurar preparar y operar las radiosondas siguiendo las instrucciones, bien sea las que se proporcionan en la presente Guía, por el fabricante o por las estaciones de la Red de referencia de observación en altitud del SMOC, de conformidad con los procedimientos acordados con el Centro principal de la Red. Por lo que respecta a la Red de referencia de observación en altitud del SMOC, la información relativa a la preparación de la radiosonda debe registrarse y archivarase como parte de los metadatos relacionados con la medición (Immler y otros, 2010).

#### 12.1.4.3 **Humedad relativa: requisitos y rendimiento**

La incertidumbre en las mediciones de la humedad relativa con sensores modernos a temperaturas superiores a  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$  oscila por lo general en el rango de entre el 5 y el 14% de humedad relativa. Por consiguiente, las mediciones alcanzan en su mayoría el límite del “punto de inflexión” de la predicción numérica del tiempo, aunque muchas deben mejorarse para llegar a ese límite para las mediciones destinadas a usos climáticos (véanse el cuadro 12.B.3 del anexo 12.B).

A temperaturas inferiores a  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ , la incertidumbre aumenta, alcanzando en los mejores sensores de radiosondas en funcionamiento una incertidumbre de aproximadamente el 16% de humedad relativa a  $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ , esto es, cerca del punto de inflexión para la predicción numérica del tiempo, y sin obtener resultados rápidos para los usos climáticos. No obstante, el grado de incertidumbre en la mayoría de los sensores modernos es de aproximadamente el 24% de humedad relativa a las temperaturas más bajas. En la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad efectuada en Yangjiang (China) (OMM, 2011b) se detectaron varios problemas. Se prevé que las incertidumbres de la humedad relativa en la troposfera superior vayan mejorando con el tiempo a medida que se vayan corrigiendo.

#### 12.1.5 **Métodos de medición**

En esta sección se tratan los métodos de radiosonda en términos generales. La instrumentación y los procedimientos se detallan en otras secciones.

##### 12.1.5.1 **Condicionamientos en el diseño de las radiosondas**

Al diseñar una radiosonda hay que aceptar ciertos condicionantes:

- a) Se ha observado que las mediciones de temperatura más fiables son las que se realizan cuando los sensores están expuestos sin protección en la parte superior de la radiosonda, lo cual conduce también a una exposición directa a la radiación solar. En la mayoría de las radiosondas modernas, el sensor de temperatura va provisto de un revestimiento para minimizar el calentamiento solar y el intercambio de calor en el infrarrojo. Las correcciones de la radiación son más fiables si el sensor termométrico y sus soportes se diseñan de modo que el calentamiento solar no varíe significativamente cuando la radiosonda rota en vuelo respecto al sol. Durante el tratamiento de los datos, se introducen además correcciones de la programación para tener en cuenta el calentamiento solar residual.
- b) Casi todos los sensores de humedad relativa requieren algún tipo de protección contra la lluvia. Una cubierta o conducto de protección reduce la ventilación del sensor y, por lo tanto, la velocidad de respuesta del sistema de detección en su conjunto. La cubierta o el conducto son también una fuente de contaminación después de atravesar una nube. En la práctica, sin embargo, el requisito de protección contra la lluvia o el hielo es, generalmente, más importante que la exposición completa al aire exterior. Por ello, se utilizan mayormente cubiertas o conductos de protección con un sensor de humedad relativa. Una de las opciones es disponer de dos sensores que alternen: uno se calienta para eliminar la contaminación mientras que el otro informa sobre la humedad relativa;



posteriormente, se calienta el segundo sensor mientras que el primero informa sobre la humedad relativa, y así sucesivamente. A menudo, los sensores de humedad se colocan cerca del sensor termométrico ya que, hasta hace pocos años, se daba por supuesto que el sensor de humedad estaba a la misma temperatura que el sensor termométrico. Sin embargo, actualmente muchas radiosondas miden directamente la temperatura del sensor de humedad, dado que la temperatura de ese sensor rara vez equivale exactamente a la temperatura del aire notificada por la radiosonda. Si se hace esto, podrá darse mejor exposición al sensor de humedad relativa, lejos de la contaminación del principal sensor termométrico y sus soportes.

- c) Los sensores de presión se instalan generalmente en el interior, para reducir al mínimo los cambios de temperatura del sensor durante el vuelo y para evitar conflictos con la exposición de los sensores de temperatura y humedad relativa.
- d) En muchas radiosondas modernas, no se utiliza un sensor de presión, y la altura geométrica se mide mediante tecnología GPS y luego se convierte en altura geopotencial, de acuerdo con los conocimientos que se tiene acerca de los campos gravitacionales en la ubicación.

Otras características importantes en el diseño de una radiosonda son la fiabilidad, la robustez y la ligereza de peso y unas dimensiones reducidas para facilitar el lanzamiento. Dado que se dispone de técnicas modernas de multiplexación electrónica, es también importante muestrear los sensores de la radiosonda aplicando una elevada frecuencia de muestreo. Si fuera posible, esta frecuencia debería ser superior a aproximadamente una muestra por segundo, que representa una separación mínima entre muestras del orden de 5 m en la vertical. Como por lo general la radiosonda se utiliza solo una vez, o en todo caso muy pocas veces, deberá estar diseñada para la producción en serie a bajo costo. La facilidad y la estabilidad de calibración son muy importantes, ya que las radiosondas han de almacenarse con frecuencia durante largos períodos (más de un año) antes de utilizarlas. (Muchas de las estaciones más importantes del Sistema Mundial de Observación del Clima, por ejemplo en la región antártica, se encuentran en emplazamientos en que no es posible la entrega de radiosondas más de una vez al año).

Una radiosonda debería poder transmitir una señal inteligible al receptor terrestre con un alcance oblicuo de al menos 200 km. El voltaje de la batería de la radiosonda varía con el paso del tiempo y con la temperatura. Por consiguiente, la radiosonda ha de concebirse de manera que acepte variaciones de su batería sin perder exactitud en la medición ni presentar una deriva inaceptable de la radiofrecuencia de transmisión.

#### 12.1.5.2 **Radiofrecuencias utilizadas por las radiosondas**

En el cuadro 12.1 se muestran las bandas del espectro de frecuencias radioeléctricas utilizadas actualmente en la mayoría de las transmisiones por radiosonda. Corresponden a las atribuciones de ayudas a la meteorología especificadas en el reglamento sobre radiofrecuencias del Sector de Radiocomunicaciones de la Unión Internacional de Telecomunicaciones (UIT).

La frecuencia radioeléctrica finalmente seleccionada para las operaciones de radiosonda en un emplazamiento dado dependerá de varios factores. En lugares donde es habitual la presencia de

**Cuadro 12.1. Frecuencias primarias utilizadas por las radiosondas en las bandas de frecuencia de ayuda a la meteorología**

<i>Banda de radiofrecuencias (MHz)</i>	<i>Carácter</i>	<i>Regiones de la UIT</i>
400,15-406	Primario	Todas
1 668,4-1 700	Primario	Todas

Nota: Es posible que algunos sistemas de radar secundarios fabricados e instalados en la Federación de Rusia sigan operando en una banda de radiofrecuencias centrada en 1 780 MHz.

vientos fuertes en altitud, los alcances oblicuos hasta la radiosonda son normalmente grandes, y las elevaciones de los globos, frecuentemente muy bajas. En tales circunstancias, se seleccionará normalmente la banda de 400 MHz, porque en ella se logra más fácilmente que en la banda de 1 680 MHz un buen enlace de comunicación entre la radiosonda y el sistema terrestre. Cuando los vientos en altitud no son tan fuertes, lo normal es que la selección de la frecuencia esté determinada por el método utilizado para medir el viento en altitud (véase el capítulo 13 de la parte I). La banda de frecuencias de 400 MHz se emplea generalmente cuando se opta por el sistema de ayuda a la navegación, y la banda de 1 680 MHz, cuando se utilizan radioteodolitos o antenas de seguimiento con el sistema de radiosonda.

Las frecuencias radioeléctricas enumeradas en el cuadro 12.1 se atribuyen de forma compartida con otros servicios. En algunos países, el organismo nacional de radiocomunicaciones ha asignado parte de las bandas a otros usuarios, y no se dispone de la banda completa para las operaciones de radiosonda. En otros países, en los que se instala un gran número de radiosondas formando una red densa, hay unas especificaciones estrictas sobre la deriva de las radiofrecuencias y la anchura de banda ocupada por cada vuelo.

Las organizaciones que se propongan lanzar radiosondas deberían verificar que disponen de la frecuencia radioeléctrica apropiada para su utilización y que no interferirán en las operaciones de radiosonda del Servicio Meteorológico Nacional.

Actualmente, los gobiernos exigen requisitos estrictos para mejorar la eficiencia de uso de las frecuencias radioeléctricas. Así pues, en el futuro, las operaciones de radiosonda deberán compartir el espectro con una mayor diversidad de usuarios. En muchos países, los sistemas de radiosonda en banda ancha que ocupen la mayor parte del espectro disponible de las bandas de ayuda a la meteorología no podrán funcionar. Por consiguiente, en la mayoría de los países los preparativos para el futuro deberían basarse en el principio de que los transmisores y receptores de las radiosondas tendrán que operar en anchuras de banda muy inferiores a 1 MHz con el fin de evitar señales interferentes. La estabilidad del transmisor deberá ser superior a  $\pm 5$  kHz en países con redes de radiosonda densas y no inferior a unos  $\pm 200$  kHz en la mayoría de los demás países.

Los Servicios Meteorológicos Nacionales tienen que mantener contacto con las autoridades nacionales de radiocomunicaciones para que las atribuciones de frecuencias radioeléctricas sigan siendo adecuadas, y asegurarse de que sus operaciones estén protegidas de interferencias. En las operaciones de radiosonda será necesario también evitar la interferencia con, o desde, otras plataformas de recopilación de datos que transmitan a los satélites meteorológicos entre los 401 y los 403 MHz, con enlaces descendentes, desde los satélites meteorológicos, comprendidos entre los 1 690 y los 1 700 MHz, y con operaciones de comando y de adquisición de datos para satélites meteorológicos, en un limitado número de emplazamientos, entre los 1 670 y los 1 690 MHz.

#### 12.1.6 **Errores de las radiosondas: consideraciones generales**

##### 12.1.6.1 ***Tipos de error***

En esta sección se examinan en detalle los errores conocidos en relación con los sensores de radiosonda.

Los errores en las mediciones por radiosonda pueden dividirse en tres categorías (OMM, 1975):

- a) errores sistemáticos característicos del tipo de radiosonda en general;
- b) error de la sonda, que representa la variación de los errores que persisten a través de capas espesas en la vertical para determinado tipo de radiosonda de un vuelo al siguiente;
- c) errores aleatorios en las distintas observaciones, que producen la dispersión superpuesta al error de la sonda a lo largo de un ascenso.

Sin embargo, para muchos usuarios también es útil tener en cuenta la magnitud de los errores de representatividad respecto a una medición (véanse Kitchen, 1989, y el capítulo 1 de la parte I de la presente Guía). Por ejemplo, se determina un error para las observaciones de temperatura por radiosonda en los programas de asimilación de datos, y esto tiene mayor relación con un error de representatividad que con los pequeños errores instrumentales descritos en la sección 12.4.7. Tales errores difieren según la situación atmosférica y también según el uso que se da a la medición. Por ejemplo, a medida que aumentan las escalas de movimiento representadas en un modelo de predicción numérica del tiempo, los errores de representatividad de la radiosonda deben disminuir, ya que el modelo representa más de lo que mide la radiosonda. Por otro lado, un climatólogo quiere mediciones que se aproximen a la media a largo plazo y representen una zona significativa alrededor del lugar de lanzamiento. La estructura implantada por fluctuaciones localizadas a pequeña escala en la medición por radiosonda no es conveniente para este propósito.

#### 12.1.6.2 **Posibles referencias**

Las mediciones efectuadas con radares de seguimiento de alta precisión o las mediciones de la altura mediante GPS permiten cuantificar los errores sistemáticos en las mediciones de altura geopotencial. Esos resultados pueden utilizarse posteriormente para conocer los errores sistemáticos en las mediciones del sensor de presión de la radiosonda, pues es sabido que los errores en las mediciones de la temperatura son relativamente pequeños.

La mayoría de las nuevas radiosondas miden temperaturas durante la noche que se sitúan en el rango de  $\pm 0,2$  K a una altitud de 30 km (OMM, 2006a y 2011b). Por eso, durante la noche se pueden detectar errores sistemáticos que apartan las mediciones por radiosonda de ese valor de consenso.

No obstante, aún no es posible interpretar comparaciones de la temperatura diurna con una incertidumbre similar. Por ejemplo, las temperaturas medias en las mismas pruebas se sitúan en aproximadamente  $\pm 0,5$  K a una altitud de 30 km. Cuando se aplica en pruebas internacionales de envergadura, los instrumentos de sondeo científicos no han alcanzado todavía el rendimiento requerido durante el día para poder determinar mediciones correctas con la misma incertidumbre como durante la noche.

Las mediciones de la humedad relativa pueden verificarse en humedades elevadas cuando las radiosondas pasan a través de las nubes. En ese caso, los nefobasímetros láser y los radares de nubes pueden proporcionar mejores pruebas sobre las nubes observadas por la radiosonda durante su ascenso. La estructura vertical de la humedad relativa comunicada por las radiosondas, incluida la presencia de capas muy secas, puede validarse mediante comparaciones con mediciones de lidar Raman.

En la mayor parte de las pruebas de comparación de radiosondas, los resultados de un diseño de radiosonda se comparan con los de otro para obtener una estimación de sus diferencias sistemáticas. Los valores del error de la sonda y los errores aleatorios pueden estimarse generalmente utilizando el método apropiado para calcular las desviaciones típicas de las diferencias entre los dos tipos de radiosonda. Las series de pruebas de comparaciones más extensas realizadas desde 1984 han sido las de las comparaciones internacionales de radiosondas de la OMM (OMM, 1987, 1991, 1996a y 2006b) y las pruebas efectuadas en Brasil (OMM, 2006c), Mauricio (OMM, 2006a) y Yangjiang (China) (OMM, 2011b). En las secciones siguientes, se citarán a veces los resultados de esas pruebas y de otras sujetas a las mismas normas realizadas en Reino Unido (véanse los resultados de la Oficina Meteorológica de Camborne (OMM, 2010b)), Estados Unidos de América y Suiza.

Hay varias instalaciones nacionales donde puede verificarse el rendimiento de los sensores de radiosondas a diferentes presiones y temperaturas en laboratorio. La Intercomparación de la OMM sobre sensores de humedad por radiosonda (OMM, 2006b) contiene los resultados de las comparaciones de laboratorio con los patrones de referencia de la humedad en la Federación de Rusia. Esos resultados pueden ser útiles para conocer algunos, aunque no todos, de los problemas detectados durante los vuelos en la atmósfera.

### 12.1.6.3 **Fuentes de error adicional durante las operaciones de radiosonda**

Es sumamente importante verificar cuidadosamente las radiosondas antes del vuelo, pues los errores en los valores de medición para controlar los datos utilizados en el ajuste de las calibraciones pueden producir errores importantes en las mediciones efectuadas durante el ascenso. Hay que evitar también los errores de observación en los datos de superficie obtenidos en una garita estándar e incluidos luego en el mensaje de la radiosonda. Un error en la presión en superficie afectará a todas las alturas geopotenciales calculadas. Por esa misma razón, es importante que la observación de la presión en superficie corresponda a la altitud oficial de la estación.

Hoy en día, los errores aleatorios en las mediciones con radiosondas modernas son generalmente pequeños. Ello se debe a la mejora de la electrónica de la radiosonda y de la multiplexación, que proporcionan una mayor fiabilidad de los enlaces de telemetría de los datos con la estación de tierra, y a un tratamiento automático de datos fiable en dicha estación. De ahí que los errores aleatorios sean generalmente menos importantes que los errores sistemáticos en las radiosondas y la variación en el rendimiento y la calibración del sensor entre un vuelo y otro (error de sonda). Sin embargo, los errores aleatorios pueden resultar considerables si durante el vuelo se produce un fallo parcial de la radiosonda, si hay interferencias causadas por otras radiosondas que utilicen una frecuencia de transmisión similar, o si las radiosondas se encuentran a grandes distancias oblicuas y bajas elevaciones incompatibles con las especificaciones del receptor y de las antenas del equipo de tierra.

Por ello, los errores en las mediciones por radiosonda pueden deberse no solo al diseño del sensor y a problemas de calibración durante la fabricación, sino también a problemas de recepción de la señal de la radiosonda en tierra y a las repercusiones sobre el subsiguiente procesamiento de datos. Cuando la recepción de la señal es deficiente, el programa de tratamiento de datos interpolará, a menudo, valores entre las mediciones ocasionales consideradas válidas. En tales casos, es fundamental que el operador conozca la magnitud de la interpolación de datos que se produce. La calidad de los datos puede ser tan mala que deba ponerse fin al vuelo y lanzarse otra radiosonda.

Los errores de programación en sistemas automáticos se producen muchas veces en circunstancias especiales difíciles de conocer si no se han realizado numerosos ensayos. Generalmente, los errores se deben a la omisión por inadvertencia de una rutina necesaria en una situación especial o a una combinación de acontecimientos que un operador especializado trata por lo general instintivamente.

## 12.2 **ELECTRÓNICA DE LAS RADIOSONDAS**

### 12.2.1 **Características generales**

El diseño básico de una radiosonda comprende normalmente las tres partes principales siguientes:

- a) los sensores y las referencias;
- b) un transductor electrónico, que convierte las señales de salida de los sensores y de las referencias en señales eléctricas;
- c) el transmisor de radio.

En los sistemas de radiovientosonda (véase el capítulo 13 de la parte I) habrá también un equipo electrónico para la recepción y retransmisión de señales de radionavegación, o un equipo electrónico del sistema transpondedor para utilizarlo con radares secundarios.

Por lo general, las radiosondas son necesarias para medir más de una variable meteorológica. Se utilizan señales de referencia para compensar la inestabilidad en la conversión entre la salida del

sensor y las señales de telemetría transmitidas. Por eso se necesita un método de conmutación entre varios sensores y referencias con arreglo a un ciclo previamente determinado. La mayoría de las radiosondas modernas utilizan conmutadores electrónicos que operan a gran velocidad, normalmente con un ciclo de medición que dura entre 1 y 2 segundos. Esta frecuencia permite muestrear las variables meteorológicas a intervalos de altura comprendidos entre 5 y 10 m a velocidades de ascenso normales.

### 12.2.2 **Suministro de energía para radiosondas**

Las baterías de las radiosondas deberían tener la capacidad suficiente para alimentar la radiosonda durante el tiempo de vuelo requerido en todo tipo de condiciones atmosféricas. Para los ascensos de radiosonda hasta los 5 hPa, las baterías de las radiosondas deberían tener la capacidad suficiente para suministrar las corrientes necesarias hasta 3 horas, puesto que el lanzamiento de la radiosonda a menudo se retrasa y los períodos de vuelo pueden durar hasta 2 horas. Si se van a utilizar datos obtenidos durante el descenso, será necesario que el funcionamiento dure 3 horas. Las baterías deberían ser lo más ligeras posible y permitir un almacenamiento prolongado. Asimismo, tendrían que ser inocuas para el medio ambiente después de utilizarlas. Numerosas radiosondas modernas pueden tolerar grandes cambios en la tensión de salida durante el vuelo. Normalmente, se utilizan dos tipos de baterías: la batería seca y la activada por agua.

El uso de baterías secas ha aumentado rápidamente, ya que estas presentan la ventaja de estar muy extendidas y ser baratas, debido a su gran volumen de producción en el mundo y a que plantean menos riesgos desde el punto de vista de la salud y la seguridad ocupacional (y el impacto medioambiental). Sin embargo, tienen como posible inconveniente un período de almacenamiento limitado. Además, la tensión de salida puede variar más durante la descarga que en el caso de las baterías activadas por agua.

Las baterías activadas por agua utilizan normalmente una combinación de cloruro de cobre y de azufre y pueden ser almacenadas durante largos períodos. En este tipo de baterías, las reacciones químicas generan calor interno, reducen la necesidad de aislamiento térmico y ayudan a estabilizar la temperatura del equipo electrónico de la radiosonda durante el vuelo. Estas baterías no se fabrican en gran escala para otros usuarios. Por ello, lo normal es que los productores de radiosondas las fabriquen directamente.

Se deben extremar las precauciones para que las baterías no entrañen un riesgo medioambiental después de caer al suelo, una vez que el globo haya explotado.

### 12.2.3 **Métodos de transmisión de datos**

#### 12.2.3.1 **Transmisores de radio**

Existen diseños de transmisores muy variados. Hasta los 400 MHz se utilizan principalmente los circuitos de estado sólido, en tanto que los osciladores de válvula (cavidad) pueden utilizarse a 1 680 MHz. Algunos diseños de transmisor modernos suelen estar controlados por cristal para asegurar una buena estabilidad de la frecuencia durante el sondeo. Es importante asegurar una adecuada estabilidad de la frecuencia durante la manipulación en tierra antes del lanzamiento y durante el vuelo. A 400 MHz, los tipos de radiosonda más utilizados deberán tener una salida de potencia del transmisor inferior a 250 mW. A 1 680 MHz, ese mismo tipo de radiosondas tiene una potencia de salida de aproximadamente 330 mW. La modulación del transmisor varía según el tipo de radiosonda. En el futuro, sería preferible que los fabricantes de radiosondas conviniesen en un método y en un formato normalizados para la transmisión de datos desde la radiosonda hasta la estación en tierra, que posibilitase la interoperabilidad de los usuarios entre tipos de radiosondas, sin la necesidad de modificar cada vez los equipos y los programas informáticos en la recepción en tierra. En cualquier caso, las autoridades de radiocomunicación de muchas regiones del mundo exigirán que en el futuro los transmisores de radiosonda

cumplan ciertas especificaciones, de tal modo que la ocupación del espectro de radiofrecuencias se reduzca al mínimo y otros usuarios puedan compartir las bandas de frecuencias radioeléctricas designadas para la ayuda a la meteorología (véase la sección 12.1.5.2).

### 12.3 **SENSORES DE PRESIÓN (INCLUIDAS LAS MEDICIONES DE LA ALTURA)**

#### 12.3.1 **Aspectos generales**

Los sensores de presión de las radiosondas han de mantener la exactitud a lo largo de un rango dinámico muy amplio que abarca desde 3 hasta 1 000 hPa, con una resolución de 0,1 hPa para la mayor parte de los valores del rango, y una resolución de 0,01 hPa para presiones inferiores a 100 hPa. Las variaciones de presión se identifican normalmente mediante una pequeña variación eléctrica o mecánica. Por ejemplo, la deflexión máxima típica de una cápsula anerode es de unos 5 mm, por lo que el transductor utilizado con el sensor deberá resolver un desplazamiento de unos 0,5  $\mu\text{m}$ . Es preciso compensar también las variaciones de la calibración originadas por las variaciones de temperatura del sensor durante el ascenso. Esas variaciones de temperatura pueden ser de varias decenas de grados, a menos que el sensor de presión esté instalado en un entorno estabilizado.

Por consiguiente, los sensores de presión se instalan por lo general en el interior de la radiosonda para minimizar las variaciones de temperatura. En algunos casos, se rodea el sensor con bolsas de agua para reducir el enfriamiento. Cuando se utilizan baterías activadas por agua, el calor generado por la reacción química en la batería se utiliza para compensar el enfriamiento interno de la radiosonda. Sin embargo, incluso en este caso, la radiosonda debe estar diseñada de manera que se evite la generación de gradientes de temperatura a través del sensor y de sus componentes eléctricos. Si un sensor de presión se encuentra en un medio con una temperatura activamente controlada, el conjunto del sensor debería instalarse en la radiosonda en tal posición que la contaminación térmica procedente del conjunto del sensor de presión no pueda interferir en las mediciones de temperatura o de humedad relativa.

El sensor de presión y su transductor suelen estar diseñados de manera que la sensibilidad aumente al disminuir la presión. La constante de tiempo de respuesta de los sensores barométricos de radiosonda es generalmente muy pequeña, y los errores debidos a la inercia del sensor no son importantes.

En el pasado, cuando se fabricaban sensores de presión fiables para presión baja, se reemplazaban los sensores con rendimiento bajo por mediciones de la presión que se deducían de las alturas obtenidas por radar, como en Reino Unido antes de 1978. En algunos países de la Comunidad de Estados Independientes se utilizan radares secundarios muy exactos para medir las alturas geométricas, en lugar de utilizar un sensor de presión en la radiosonda.

Hoy en día, numerosos sistemas de radiosonda modernos utilizan señales de navegación GPS para determinar la posición de la radiosonda y han prescindido del uso de un sensor de presión en la radiosonda (para ahorrar costos en material fungible). A ello se debe que la altura geométrica y, en consecuencia, la altura geopotencial, se midan directamente (véase la sección 12.3.6), calculándose las variaciones de presión en el vuelo a partir de mediciones de la temperatura y la humedad por radiosonda.

#### 12.3.2 **Cápsulas aneroides**

Las cápsulas aneroides se utilizan como sensores de presión en la mayoría de las radiosondas. En los diseños de radiosonda antiguos, las cápsulas tenían normalmente entre unos 50 y 60 mm de diámetro. Los sensores se fabricaban con un metal cuyo coeficiente elástico era independiente de la temperatura. La deflexión de la cápsula anerode puede medirse mediante un dispositivo externo que requiere una articulación mecánica entre la cápsula y el transductor de la radiosonda, o mediante un dispositivo interno (véase la sección 12.3.3).



La sensibilidad aneroide depende principalmente de la superficie efectiva de la cápsula y de su elasticidad. Las cápsulas pueden estar diseñadas para que produzcan una deflexión linealmente proporcional a la presión o para que sigan alguna otra ley, por ejemplo, una dependencia aproximadamente logarítmica respecto de la presión. La estabilidad de la calibración de la cápsula a largo plazo mejora generalmente acondicionando las cápsulas. Ello se consigue sometiendo las cápsulas a un gran número de ciclos recorriendo todo su rango de valores de funcionamiento, tanto por lo que se refiere a la presión como a la temperatura.

Cuando el aneroide se utiliza engastado mecánicamente a un transductor, el sensor acusa por lo general un efecto de histéresis de 1 a 2 hPa. Ese efecto ha de tenerse en cuenta durante la calibración del sensor. El cambio de presión durante la calibración tiene que ser del mismo orden que el observado en las condiciones de sondeo reales. El engaste mecánico con el transductor de la radiosonda consiste generalmente en un sistema que amplifica el movimiento de la cápsula mediante un brazo que acciona los contactos de conmutación o los contactos resistivos. Para obtener un funcionamiento satisfactorio, ha de reducirse al mínimo el rozamiento con el fin de evitar los movimientos discontinuos del brazo y la histéresis del sistema del sensor.

### 12.3.3 Cápsula aneroide (capacitiva)

En numerosos diseños modernos de radiosonda se utilizan cápsulas aneroides de diámetro menor (30 mm o menos), midiéndose directamente la deflexión de la cápsula mediante un condensador interno. Con tal fin se utiliza un condensador de placas paralelas formado por dos placas, cada una de ellas fijadas directamente a un lado de la cápsula. La capacitancia,  $C$ , será, pues:

$$C = \epsilon \cdot S / e \quad (12.1)$$

donde  $S$  es el área superficial de cada placa,  $e$  es la distancia entre placas y  $\epsilon$  es la constante dieléctrica. Como  $e$  es una función directa de la deflexión de la cápsula, la capacitancia  $C$  representa una medición eléctrica directa de la deflexión. En muchos sensores de radiosonda, cada placa del condensador se fija al lado opuesto de la cápsula mediante engastes que pasan a través de los agujeros de la otra placa. Con esa configuración,  $e$  disminuye cuando baja la presión. La sensibilidad del sensor capacitivo es:

$$- \epsilon \cdot S / e^2 \cdot de / dp \quad (12.2)$$

Este valor será máximo cuando  $e$  sea pequeña, y la presión, mínima. El sensor capacitivo descrito es más difícil de fabricar, pero más apropiado para las mediciones en altitud, pues la sensibilidad puede ser 10 veces mayor a 10 hPa que a 1 000 hPa. El valor de la capacitancia suele estar próximo a 6 pF.

En general, las cápsulas aneroides capacitivas están conectadas a un oscilador electrónico de resistencia-capacitancia acompañado de condensadores de referencia. Esa disposición es necesaria para medir variaciones de capacidad muy pequeñas (por ejemplo, un 0,1% en un máximo de 6 pF) sin perturbaciones apreciables del oscilador como consecuencia de los cambios de temperatura, el suministro de energía o el envejecimiento. Es difícil conseguir tan alta estabilidad en un oscilador a un precio reducido. Sin embargo, una solución es multiplexar la entrada al oscilador entre el sensor de presión y dos condensadores de referencia. Se conecta un condensador de referencia  $C_1$  solo al oscilador, después en paralelo con  $C_p$ , el condensador del sensor de presión, y posteriormente en paralelo con una segunda referencia  $C_2$  para proporcionar una referencia en toda la escala.

Por lo general, la calibración de un sensor capacitivo aneroide dependerá bastante de la temperatura. Esa dependencia puede compensarse o mediante referencia a un condensador externo con un coeficiente de temperatura de magnitud similar, o durante el procesamiento de los datos en el sistema de tierra, utilizando los coeficientes de calibración de fábrica. La corrección aplicada durante el procesamiento dependerá de la temperatura interna medida cerca del sensor de presión. En la práctica, ambas técnicas de compensación pueden ser necesarias para conseguir el grado de exactitud requerido.



#### 12.3.4 Sensores de silicio

La utilización del silicio ha evolucionado tan rápidamente que es ya posible fabricar sensores de presión fiables con ese material. Se crea una pequeña cavidad a partir de un agujero practicado en una capa gruesa de semiconductor. Se cubre el agujero con una capa muy delgada de silicio, y se mantiene la cavidad a muy baja presión. La cavidad se comportará como un sensor de presión y la presión atmosférica se detectará a partir de la deflexión de la capa de silicio.

Un segundo método para detectar la deflexión del silicio consiste en utilizar un sensor capacitivo. En este caso, se reviste con una delgada capa metálica la capa de silicio en la cavidad, y se utiliza una segunda capa metálica como placa de referencia. La deflexión de la cubierta de silicio se mide a partir de la variación de la capacitancia entre las dos capas. Este tipo de sensor depende mucho menos de la temperatura que el sensor medidor de deformación, y su uso está actualmente muy extendido. Dado que el sensor es muy pequeño, es posible evitar los errores de calibración de los sensores aneroides capacitivos de mayor tamaño, introducidos por las variaciones de los gradientes de temperatura a través del sensor aneroide y de su equipo electrónico durante un ascenso.

#### 12.3.5 Errores relacionados con el sensor de presión

A partir de las comparaciones internacionales de radiosondas de la OMM, se han estimado los errores sistemáticos y de la radiosonda (variación entre un vuelo y otro en  $k = 2$ ) de determinados tipos de radiosonda. Los resultados se indican en el cuadro 12.2. El rango de valores de los errores sistemáticos representa generalmente la dispersión de los resultados de varias pruebas.

Las cápsulas aneroides podían alterar la calibración a menos que se hubieran aclimatado debidamente sometiéndolas a numerosos ciclos de presión para su rango de valores de funcionamiento antes de utilizarlas. Las correcciones de programación aplicadas durante el procesamiento de los datos, pero basadas en lecturas de control en tierra antes del lanzamiento, ayudaban a reducir esos errores. No obstante, en las correcciones basadas en las verificaciones en tierra se siguió una norma de corrección de errores fija en todo el rango de valores de funcionamiento. En la práctica, las diferencias en la calibración del sensor barométrico eran más variables en el rango de valores de funcionamiento.

A mediados de la década de 1980, se introdujo el sistema de radar secundario MRZ en la Federación de Rusia, obteniéndose en 1989 los resultados indicados. En ese sistema no hay sensor de presión. La presión se calcula a partir de mediciones de la altura geométrica que luego se convierten en altura geopotencial, como se indica en la sección 12.3.6. La calidad de las mediciones depende del rendimiento de cada uno de los radares secundarios.

Las radiosondas VIZ MKII y Meisei RS2-91 tenían sensores aneroides capacitivos, pero de diseño diferente. En general, las incertidumbres ( $k = 2$ ) de los aneroides capacitivos eran muy inferiores a 2 hPa para la mayoría de las presiones. Sin embargo, estas cápsulas aneroides capacitivas podían tener importantes errores sistemáticos, sobre todo cuando variaba la temperatura interna de la radiosonda y se creaban gradientes de temperatura en el sensor y en su equipo electrónico. Los errores sistemáticos con aneroides capacitivos por lo general no eran superiores a  $\pm 1$  hPa, pero podían ser más importantes si los sensores de presión experimentaban un choque térmico muy fuerte durante el lanzamiento.

El modelo Vaisala RS92 utiliza un sensor de silicio. El rendimiento de estos sensores no mostró los efectos del choque térmico y las incertidumbres obtenidas con los sistemas fueron mucho mejores que con los aneroides capacitivos.

Las consecuencias de los errores de presión que se indican en el cuadro 12.2 en las temperaturas comunicadas serían las siguientes: un error de presión de 1 hPa produce, en promedio, un error de temperatura de  $-0,1$  K a 900 hPa, de  $-0,3$  K en la troposfera superior (a 200 hPa en los trópicos), de  $\pm 0,5$  K a 30 hPa (variable en función de las condiciones estivales e invernales a unos  $55^\circ$  N) y de hasta 1 K, como mínimo, en la mayoría de los casos a 10 hPa.

**Cuadro 12.2. Rango del error sistemático y del error de la radiosonda (de un vuelo a otro,  $k = 2$ ) e incertidumbre general para la presión a partir de las comparaciones internacionales de radiosondas de la OMM y sus pruebas asociadas**

Tipo de radiosonda	Error sistemático			Error de la sonda			Incertidumbre ( $k = 2$ )		
	850	100	10	850	100	10	850	100	10
Nivel de presión (hPa)									
MRZ <sup>a</sup> (Federación de Rusia)	-1,5 a -0,5	-1,2 a -0,8	0 a 0,2	7	3,5	0,5	8	4	0,7
Meisei RS2-91	0,2 a 1	-0,1 a 0,5	-0,2 a 0,2	1	0,6	0,6	2	1,1	0,8
VIZ MKII	0 a 1	0,7 a 1,1	0,3 a 0,7	1,6	0,6	0,4	2,5	1,6	1
Vaisala RS92, sensor de silicio	< 0,5	< 0,3	< 0,2	0,8	0,4	0,2	1	0,6	0,4
MODEM M2K2 <sup>a</sup>	-0,8 a -0,4	< 0,1	< 0,05	1,2	0,4	0,03	1,6	0,4	0,05
Vaisala RS92 <sup>a</sup>	< 0,5	< 0,1	< 0,05	1,2	0,4	0,03	1,6	0,4	0,05
Lockheed Martin Sippican (LMS) <sup>a</sup> , LMG-6	< 0,5	< 0,1	< 0,05	1,2	0,4	0,03	1,2	0,4	0,05

Nota:

a No utiliza un sensor de presión, pero calcula la presión a partir de mediciones de la altura geopotencial; véase la sección 12.3.6.

**12.3.5.1 Relación de los errores de la altura geopotencial respecto a los errores de presión**

El error  $\varepsilon_z(t_1)$  en la altura geopotencial en un instante dado del vuelo viene expresado por:

$$\varepsilon_z(t_1) = \frac{R}{g} \int_{p_0}^{p_1} \left[ \varepsilon_T(p) - \frac{\delta T}{\delta p} \varepsilon_p(p) \right] \frac{dp}{p} + \frac{R}{g} \int_{p_1}^{p_1 + \varepsilon_p(p_1)} \left[ T_v(p) + \varepsilon_T(p) - \frac{\delta T}{\delta p} \varepsilon_p(p) \right] \frac{dp}{p} \quad (12.3)$$

donde  $p_0$  es la presión en superficie;  $p_1$  es la presión verdadera en el instante  $t_1$ ;  $p_1 + \varepsilon_p(p_1)$  es la presión real indicada por la radiosonda en el instante  $t_1$ ;  $\varepsilon_T(p)$  y  $\varepsilon_p(p)$  son los errores en las mediciones de temperatura y presión mediante radiosonda, respectivamente, en función de la presión;  $T_v(p)$  es la temperatura virtual a la presión  $p$ ; y  $R$  y  $g$  son las constantes de los gases y gravitacional especificadas en OMM (2011a).

Para un nivel de presión tipo dado,  $p_s$ , el segundo término en la ecuación 12.3 desaparece porque no hay error en  $p_s$  y, por lo tanto, el error en la altura geopotencial del nivel de presión tipo se reduce a:

$$\varepsilon_z(p_s) = \frac{R}{g} \int_{p_0}^{p_s} \left[ \varepsilon_T(p) - \frac{\delta T}{\delta p} \varepsilon_p(p) \right] \frac{dp}{p} \quad (12.4)$$

y, para las radiosondas sin un sensor de presión que utilizan un radar, a:

$$\varepsilon_z(p_s) = T_v(p_s) \int_{z_0}^{z_{ps}} g / T^2 \left[ \varepsilon_T(z) + \varepsilon_z(\text{Alcance}, \theta) \cdot dT_v / dz \right] dz \quad (12.5)$$

donde  $Z_{ps}$  es la altura geopotencial del nivel de presión especificado  $p_s$ , y el error en la altura geopotencial de un radar es una función del alcance oblicuo y el ángulo de elevación ( $\theta$ ), y variará de un vuelo a otro según las condiciones del viento.

En el cuadro 12.3 se muestran los errores en la altura geopotencial causados por errores del sensor de la radiosonda en atmósferas tipo. Los geopotenciales de determinados niveles de presión presentan errores pequeños, bien sea provocados por un error de temperatura o de presión de la radiosonda. El error de presión tiene un efecto ligeramente distinto en diferentes latitudes, ya que la estructura del perfil de temperatura tipo varía con la latitud. Sin embargo, los mismos errores en el sensor de presión producen errores mucho mayores en las alturas de determinadas estructuras, como las inversiones de temperatura, incluso en la tropopausa, y las cimas y bases de las nubes.

**Cuadro 12.3. Errores sistemáticos en la altura geopotencial (gpm) a partir de determinados errores de presión y de temperatura**

	$\varepsilon_T$ error T (K)	$\varepsilon_P$ error P (hPa)	Latitud	300 hPa	100 hPa	30 hPa	10 hPa
Altura de presión tipo, error T	0,25	0	Todas	9	17	26	34
Altura de presión tipo, error p	0	-1	25° N	3	12	-2	-24
Altura de presión tipo, error p	0	-1	50° N verano	3	5	1	-20
Altura de presión tipo, error p	0	-1	50° N invierno	3	5	6	-4
Altura de nivel significativo, error p	0	-1	25° N	27	72	211	650
Altura de nivel significativo, error p	0	-1	50° N verano	26	72	223	680
Altura de nivel significativo, error p	0	-1	50° N invierno	26	70	213	625

La importancia de las ecuaciones 12.4 y 12.5 es que los errores en los geopotenciales de nivel de presión tipo se relacionan principalmente con errores de temperatura y, por consiguiente, si las alturas geopotenciales se comparan con campos adyacentes de predicción de primera aproximación de la predicción numérica del tiempo, las anomalías de la altura dan una indicación del rendimiento de la temperatura relativa en los dos emplazamientos (véase OMM, 2003).

### 12.3.6 Utilización de observaciones de altura geométrica en lugar de observaciones con un sensor de presión

#### 12.3.6.1 Generalidades

En la actualidad es posible efectuar observaciones de la altura geométrica mediante radiosondas por GPS que descodifican las señales de los satélites de posicionamiento mundial, a diferencia de las radiosondas antiguas por GPS, que no descodificaban las señales. Las observaciones de la altura geométrica tienen una incertidumbre lo suficientemente pequeña (de 10 a 20 m) para calcular la presión en un instante dado durante el vuelo, basándose en las observaciones de presión, temperatura y humedad relativa en superficie (véanse las ecuaciones en 12.12

y 12.13). En la estratosfera, los valores de presión calculados tienen una incertidumbre menor que las mediciones obtenidas mediante los mejores sensores de presión de radiosonda (véase el cuadro 12.2).

La eliminación del sensor de presión de las radiosondas GPS posibilita ahorros considerables en el costo de algunas radiosondas, pero deberán comprobarse también las necesidades de los usuarios de modelos no hidrostáticos de predicción numérica del tiempo que se están introduciendo, ya que las mediciones directas de la presión y de la altura geopotencial en la troposfera podrían ser más convenientes cuando el equilibrio hidrostático no representa las condiciones atmosféricas.

### 12.3.6.2 Método de cálculo

La conversión de la altura geométrica medida por radiosonda mediante GPS respecto a la altura geopotencial es meramente una función del campo gravitacional en una ubicación dada y no depende de los perfiles de temperatura y humedad en la ubicación. La energía potencial gravitacional ( $\Phi_1$ ) de una unidad de masa es la integral de la gravedad normal a partir del nivel medio del mar ( $z = 0$ ) respecto a la altura de la radiosonda ( $z = z_1$ ), como viene expresado en la ecuación 12.6:

$$\Phi_1 = \int_0^{z_1} \gamma(z, \varphi) \cdot dz \quad (12.6)$$

donde  $\gamma(z, \varphi)$  es la gravedad normal encima del geode. Esta es una función de la altura geométrica,  $z$ , y de la latitud geodésica  $\varphi$ .

Esta altura geopotencial se divide por la gravedad normal en  $45^\circ$  de latitud para proporcionar la altura geopotencial que utiliza la OMM, como sigue:

$$Z_1 = \Phi_1 / \gamma_{45^\circ} \quad (12.7)$$

donde  $\gamma_{45^\circ}$  se formula como  $9,806\ 65\ \text{m s}^{-2}$ . Nótese que la gravedad de superficie es mayor en los polos ( $9,832\ 18\ \text{m s}^{-2}$ ) y menor en el ecuador ( $9,780\ 33\ \text{m s}^{-2}$ ).

La variación de la gravedad respecto a la altura debe tener en cuenta la forma elipsoidal y la rotación de la Tierra. Sin embargo, cuando se tomó en consideración la variación de  $\gamma$  respecto a la altura, la altura geopotencial,  $Z_1$ , a la altura geométrica,  $z_1$ , se calculó utilizando las tablas meteorológicas smithsonianas (List, 1968) como sigue:

$$Z_1(z_1, \varphi) = (\gamma_{\text{SMT}}(\varphi) / \gamma_{45^\circ}) \cdot ((R_{\text{SMT}}(\varphi) \cdot z_1) / (R_{\text{SMT}}(\varphi) + z_1)) \quad (12.8)$$

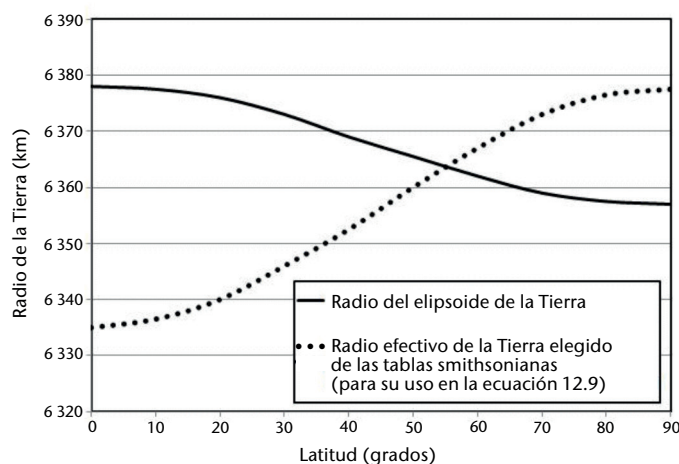
donde  $R_{\text{SMT}}(\varphi)$  es un radio efectivo de la Tierra para la latitud ( $\varphi$ ) y es el valor elegido en las tablas smithsonianas para que se tuviesen en cuenta las variaciones reales respecto a la altura geométrica en las fuerzas gravitacionales y centrífugas combinadas. No es el radio real de la Tierra en una latitud dada. Esto se muestra en la figura 12.3, donde el radio smithsoniano aumenta desde el ecuador hasta latitudes elevadas, pero el radio real del elipsoide de la Tierra es mayor en el ecuador y menor en los polos.

Dado que los valores de  $R_{\text{SMT}}(\varphi)$  en las tablas smithsonianas se obtuvieron aproximadamente en 1949, en los cálculos se utilizaba el Elipsoide Internacional de Referencia de 1935 en lugar del Sistema geodésico mundial de 1984 (WGS-84) actualmente utilizado con receptores GPS. Además, en las tablas smithsonianas se utilizó un valor para  $\gamma_{\text{SMT}}(\varphi)$  de:

$$\gamma_{\text{SMT}}(\varphi) = 9,806\ 16 \cdot \left(1 - 0,002\ 637\ 3 \cdot \cos(2\varphi) + 0,000\ 005\ 9 \cdot \cos(2\varphi)^2\right) \left[\text{m s}^{-2}\right] \quad (12.9)$$

Esta fórmula no se derivó explícitamente en la obra científica publicada, a pesar de que, en 1949, la Asociación Internacional de Geodesia recomendara su uso con fines meteorológicos.

Mahoney (por comunicación personal) ha propuesto una expresión alternativa para la relación de la ecuación 12.8, sobre la base del geode WGS-84. Luego, la altura geopotencial para la altura geométrica,  $z_1$ , pasa a ser:



**Figura 12.3. Variación del radio de la Tierra respecto a la latitud comparada con la variación del radio de las tablas smithsonianas utilizadas en la ecuación 12.8**

$$Z_1(z_1, \varphi) = (\gamma_s(\varphi) / \gamma_{45^\circ}) \cdot \left( (R(\varphi) \cdot z_1) / (R(\varphi) + z_1) \right) \quad (12.10)$$

donde  $\gamma_s(\varphi)$  es la gravedad normal en la superficie de un elipsoide de revolución, y donde:

$$\gamma_s(\varphi) = 9,780\,325 \cdot \left( \frac{1 + 0,001\,931\,85 \cdot \sin(\varphi)^2}{1 - 0,006\,694\,35 \cdot \sin(\varphi)^2} \right)^{0,5} \quad (12.11)$$

siendo el radio  $R(\varphi) = 6\,378,137 / (1,006\,803 - 0,006\,706 \cdot \sin(\varphi)^2)$ , proporcionando resultados para  $R$  similares a los valores en las tablas smithsonianas.

Si se calcula la altura geopotencial para una altura geométrica de 30 km, esta se sitúa entre 29,778 5 km en el ecuador a 29,932 km a 80° N, se usen las ecuaciones 12.8 y 12.9 o 12.10 y 12.11. Las diferencias entre los valores de la altura geopotencial obtenidas mediante dos métodos son inferiores a 1 m, por lo que no son críticas para los meteorólogos.

La diferencia entre la altura geométrica y la altura geopotencial aumenta con la altura encima de la superficie terrestre. En el cuadro 12.4 se proporciona un ejemplo de las diferencias típicas obtenidas de las mediciones en la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China), a 22° N.

**Cuadro 12.4. Diferencias entre la altura geopotencial y la altura geométrica medidas en la Intercomparación de radiosondas de la OMM, en Yangjiang (China), a 22° N**

Altura geopotencial	Altura geopotencial – altura geométrica
8 000	25
16 000	70
24 000	135
32 000	220

Una vez que se ha establecido la variación de las alturas geopotenciales con respecto a la temperatura y la humedad relativa, pueden calcularse las presiones mediante integración ascendente de la presión de superficie medida, utilizando la relación hipsométrica en forma discreta:

$$L_n(p_{i+1}/p_i) = -9,806\,65 \cdot dZ / R^* \cdot T_v \quad (12.12)$$

donde  $p$  es la presión en hectopascales;  $R^*$  es la constante de los gases para aire seco;  $T_v$  es la temperatura virtual media de la capa en kelvines;  $dZ$  es el espesor de la capa en la altura geopotencial, e  $i$  se refiere al límite inferior de esa capa.

La temperatura virtual  $T_v$  se calcula a partir de:

$$T_v = T / \left( 1 - (U/100) \cdot (e_s(T)/p) \cdot (1 - \varepsilon_a) \right) \quad (12.13)$$

donde  $U$  es la humedad relativa del aire;  $e_s$  es la tensión de saturación del vapor para el vapor de agua, y  $\varepsilon_a$  es la razón del peso molecular de aire húmedo y seco, siendo  $\varepsilon_a = 0,622$ .

Cabe destacar nuevamente que la temperatura y la humedad relativa de la radiosonda se utilizan solamente en el cálculo de las presiones mediante sistemas que utilizan mediciones de la altura geométrica por GPS, ya que los valores geopotenciales derivan estrictamente de las alturas geométricas y de los campos gravitacionales de la Tierra.

En OMM (1986) figuran varios algoritmos para calcular la altura geométrica a partir de observaciones de determinación del viento por radar del alcance oblicuo y de la elevación, y para la conversión de alturas geométricas en alturas geopotenciales. En OMM (1991) se indica el algoritmo real utilizado con sistemas de radar secundarios en la Federación de Rusia. Si se utilizan las observaciones de altura por radar en sustitución de las observaciones de un sensor de presión, será necesario corregir las alturas para tener en cuenta los efectos de la curvatura de la Tierra y la refracción de las ondas radioeléctricas antes de calcular la presión. Las correcciones de la refracción pueden efectuarse aplicando promedios estacionales de los perfiles atmosféricos, pero para conseguir una mejor exactitud de la presión podría ser necesario efectuar correcciones de altura según las condiciones que se observen en los distintos vuelos.

### 12.3.7 Fuentes de error en las mediciones directas de la altura

#### 12.3.7.1 En las mediciones de la altura geométrica por GPS

La mayoría de los sistemas de radiosonda modernos pueden producir alturas con buena exactitud respecto a la altura a la que se establece la posición GPS durante el vuelo, siempre y cuando no haya interferencias locales en las frecuencias de señales de navegación GPS. Sin embargo, el programa informático deberá poder realizar una interpolación fiable de vuelta a la superficie (teniendo en cuenta las variaciones en la velocidad del ascenso del globo inmediatamente después del lanzamiento), a fin de garantizar el rendimiento óptimo de las mediciones por GPS. En la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China) (OMM, 2011b), algunos de estos módulos informáticos de interpolación funcionaron mejor que otros, y en los peores casos se obtuvieron errores sistemáticos de más de 10 m, que persistieron a lo largo del vuelo de un determinado tipo de radiosonda.

Es fundamental verificar la altura de la antena GPS local respecto del sensor de presión de superficie y asegurarse de que se utiliza correctamente en los cálculos informáticos del sistema de la radiosonda. Recuérdese que un desajuste (o error de presión) de 1 hPa en la presión de la antena respecto al sensor de presión de superficie en la estación de la radiosonda se traducirá en un error sistemático de la altura de 10 m en todo el vuelo.

El procesamiento en vuelo deberá poder resolver las variaciones significativas (positivas y negativas) en las velocidades de ascenso de los globos que transportan la radiosonda. Los errores en la temperatura y la humedad relativa solo afectarán el cálculo de la presión de alturas geopotenciales (véanse las ecuaciones 12.12 y 12.13). El efecto de los errores de temperatura sobre los cálculos de presión puede juzgarse a partir de los valores de errores de altura que figuran en el cuadro 12.3, resultantes de un error de temperatura de 0,25 K en todo el perfil. Este error de temperatura produciría errores de presión del orden de 0,4, 0,3, 0,13 y 0,05 hPa en presiones nominales de 300, 100, 30 y 10 hPa, respectivamente.

Por consiguiente, en la estratosfera, las alturas geométricas obtenidas mediante GPS pueden proporcionar mediciones de la altura mucho más fiables que cualquier otro sistema operativo

de medición de la altura. Cerca de la superficie, las mediciones obtenidas por GPS deben realizarse con cuidado a fin de que la calidad sea similar a la de los mejores sensores de presión. Los requisitos para alcanzar el “punto de inflexión” para la presión que figuran en el anexo 12.A pueden cumplirse mediante radiosondas con GPS en todas las presiones. No obstante, no resulta evidente que todos los sistemas de radiosonda con GPS puedan cumplir los requisitos óptimos del sensor de presión en niveles bajos, mientras que en presiones inferiores a 100 hPa, los requisitos para alcanzar el nivel óptimo podrían lograrse, siempre y cuando los errores de temperatura sean pequeños.

### 12.3.7.2 *En las mediciones de la altura por radar*

En el capítulo 13 de la parte I se examinan los efectos de los errores de observación en las mediciones por radar con respecto a la determinación del viento. Sin embargo, en las alturas obtenidas por radar, los errores de elevación (aleatorios y sistemáticos) son mucho más importantes que en el caso del viento. El error sistemático en el alcance oblicuo es también más crítico en el caso de la altura que en el de las mediciones del viento. Por consiguiente, con los radares que proporcionan mediciones del viento satisfactorias se dan a menudo errores de elevación y de alcance oblicuo que impiden medir la altura (y, por lo tanto, la presión) con la máxima calidad.

Pueden aparecer errores sistemáticos de elevación pequeños, pero apreciables, debido a diversas razones:

- a) desalineación de los ejes de rotación del acimut y de la elevación del radar durante la fabricación. Para evitarlo, en las especificaciones del fabricante debe señalarse concretamente el grado de exactitud requerido;
- b) errores en la nivelación del radar durante la instalación y en el establecimiento del dato de elevación cero en la horizontal;
- c) diferencias entre los ejes eléctricos y mecánicos de las antenas de seguimiento, introducidas posiblemente cuando se reparan o se sustituyen componentes eléctricos del radar.

Pueden aparecer errores introducidos por el sistema transductor que mide el ángulo de elevación del radar desde la posición mecánica de la antena de seguimiento.

Se pueden producir errores sistemáticos en el alcance oblicuo debido a:

- a) un retardo en el disparo del circuito temporizador o una compensación incorrecta del retardo de la señal en el detector electrónico del radar;
- b) un error en la frecuencia del calibrador de alcance.

Así pues, en los sistemas de radiosonda que operan sin sensores de presión y se basan exclusivamente en las mediciones de altura por radar es preciso efectuar verificaciones y ajustes frecuentes de los radares, como parte del mantenimiento rutinario de la estación. Tales sistemas no son apropiados para utilizarlos en países donde los servicios de apoyo técnico son limitados.

## 12.4 **SENSORES DE TEMPERATURA**

### 12.4.1 **Requisitos generales**

Los mejores sensores de temperatura modernos tienen una velocidad de respuesta a las variaciones de temperatura lo suficientemente rápida para asegurar que el error sistemático debido a la inercia térmica durante un ascenso, siendo la velocidad del ascenso típica de entre 5 y 6 m s<sup>-1</sup>, sea inferior a 0,1 K a través de una capa cualquiera de 1 km de espesor en la troposfera e inferior a 0,2 K a través de cualquier capa de profundidad similar en la estratosfera. Esto se logra



en la mayoría de los lugares por medio de un sensor con una constante de tiempo de respuesta inferior a 1 segundo en la parte inicial del ascenso. Además, los sensores de temperatura deberían estar diseñados de manera que estén lo más exentos posible de errores de radiación introducidos por la radiación solar directa o retrodispersada. La variación en la zona de la sección transversal correspondiente al calentamiento solar debe ser lo más pequeña posible a medida que el sensor gira respecto al sol durante el ascenso. El intercambio de calor en el infrarrojo debe evitarse utilizando revestimientos en los sensores que tengan una baja emisividad en el infrarrojo.

Los sensores de temperatura también deberán ser suficientemente robustos para soportar la sacudida durante el lanzamiento y lo suficientemente estables para conservar una calibración exacta durante varios años. Los principales tipos de sensores de temperatura utilizados normalmente son los sensores resistivos (por ejemplo, termistores hechos de semiconductores resistivos de cerámica o resistores de metal), los sensores capacitivos y los termopares.

La razón de respuesta del sensor se mide normalmente en función de la constante de tiempo de la respuesta,  $\tau$ . Esa variable se define (como se indica en el capítulo 1 de la parte I (sección 1.6.3)) mediante la expresión:

$$dT_e/dt = -1/\tau \cdot (T_e - T) \quad (12.14)$$

donde  $T_e$  es la temperatura del sensor y  $T$  es la temperatura del aire verdadera.

La constante de tiempo se define, pues, como el tiempo requerido para responder en un 63% a un cambio repentino de temperatura. La constante de tiempo del sensor de temperatura es proporcional a la capacidad térmica e inversamente proporcional a la razón de transferencia de calor por convección o difusión desde el sensor. La capacidad térmica depende del volumen y de la composición del sensor, en tanto que la transferencia de calor procedente del sensor depende del área de la superficie del sensor, del coeficiente de transferencia de calor y de la velocidad de la masa de aire que fluye sobre el sensor. El coeficiente de transferencia de calor depende poco del diámetro del sensor. Por eso, las constantes de tiempo de respuesta de los sensores de temperatura fabricados con determinado material son aproximadamente proporcionales a la relación entre el volumen del sensor y su superficie. En consecuencia, los sensores finos con una gran superficie son los más eficaces para obtener una respuesta rápida. La variación de la constante de tiempo de respuesta con la velocidad de la masa del flujo de aire puede expresarse como:

$$\tau = \tau_0 \cdot (\rho \cdot v)^{-n} \quad (12.15)$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire,  $v$  es la velocidad del aire sobre el sensor y  $n$  es una constante.

El valor de  $n$  varía entre 0,4 y 0,8, según la forma del sensor y la naturaleza del flujo de aire (laminar o turbulento). En el cuadro 12.5 se muestra una selección de constantes de tiempo de respuesta tanto de modelos antiguos como modernos de sensores de temperatura. Estos corresponden a presiones de 1 000, 100 y 10 hPa, a una velocidad de ascenso de 5 m s<sup>-1</sup>. Los valores se han deducido de una combinación de pruebas en laboratorio y comparaciones con sensores de respuesta muy rápida durante el ascenso en pruebas de comparación de radiosondas.

Los termistores de tipo perla modernos, los termocondensadores de alambre y los termopares tienen una respuesta muy rápida, de modo que se prevé que los errores sistemáticos de la inercia térmica sean inferiores a 0,05 K en la troposfera superior en el caso de los mejores sensores, e inferiores a 0,1 K, en la estratosfera superior.

En OMM (2011b) se ofrecen ejemplos en los que las velocidades de respuesta de la mayoría de los termistores de tipo perla utilizados por radiosondas en la prueba eran similares o ligeramente más rápidos que las de los termistores de chip del cuadro 12.5.

**Cuadro 12.5. Constantes de tiempo de respuesta habituales de sensores de temperatura de radiosondas**

<i>Sensor de temperatura</i>	<i>Uso operativo</i>	$\tau$ (1 000 hPa)	$\tau$ (100 hPa)	$\tau$ (10 hPa)
Termistor de chip <sup>a</sup> , 0,4 x 0,8 x 0,8 mm	Desde 2003	≤ 1	≤ 3	≤ 10
Termocondensador de alambre <sup>a</sup> , diámetro de 0,1 mm	Desde 2002	0,4	1,1	3
Termopar de cobre- constantán <sup>a</sup> , diámetro de 0,06 mm	Desde 1991	< 0,3	< 0,8	2
Otros termistores de tipo perla modernos <sup>a</sup>	Desde 2005	≤ 1	≤ 4	5-12

Nota:

a En Yangjiang (China), las constantes de tiempo de respuesta a 10 hPa de los termistores de chip excedían en aproximadamente 4 segundos las de los termopares de cobre-constantán. Los otros termistores de perla pequeños tenían constantes de tiempo de respuesta de entre 3 y 10 segundos mayores a las de los termopares de cobre-constantán. El termocondensador de alambre mostraba constantes de tiempo de respuesta de al menos 4 segundos, ligeramente mayores a los resultados de la prueba de laboratorio mencionados anteriormente. Ello podría obedecer al hecho de que, en 2007, se había aumentado el diámetro del termocondensador de alambre en las radiosondas del Vaisala RS92, al incorporar una fibra de apoyo de cuarzo, y también podría deberse al programa informático utilizado con el sensor en Yangjiang.

#### 12.4.2 Termistores

Normalmente, los termistores se fabrican con material de cerámica cuya resistencia cambia con la temperatura. Los sensores tienen una elevada resistencia, que disminuye con la temperatura absoluta. La relación entre la resistencia,  $R$ , y la temperatura,  $T$ , puede expresarse aproximadamente como:

$$R = A \cdot \exp(B/T) \quad (12.16)$$

donde  $A$  y  $B$  son constantes. La sensibilidad a las variaciones de temperatura es muy alta, pero la respuesta a esas variaciones dista de ser lineal, porque la sensibilidad disminuye aproximadamente con el cuadrado de la temperatura absoluta. Como la resistencia del termistor es muy alta, normalmente de decenas de miles de ohmios, el autocalentamiento debido a la tensión aplicada al sensor es insignificante. Se pueden fabricar termistores muy pequeños y, por tanto, obtener velocidades de respuesta rápidas. El calentamiento solar de un moderno termistor de chip está situado en aproximadamente 1 K a 10 hPa.

#### 12.4.3 Termocondensadores

Los termocondensadores se fabrican normalmente con un material de cerámica cuya permitividad varía con la temperatura. La cerámica utilizada es normalmente de titanato de bario-estroncio. Este material ferroeléctrico tiene un coeficiente de temperatura de la permitividad del orden de  $10^{-2}$  por kelvin. El coeficiente de temperatura es positivo a temperaturas inferiores al punto de Curie y negativo a temperaturas superiores a ese punto. Los sensores actuales pueden tener un diámetro de 0,1 mm aproximadamente. El termopar de alambre mide el cambio de capacitancia entre dos hilos de platino finos separados por una cerámica de vidrio (véase Turtiainen y otros, 1995). Proporciona una velocidad de respuesta mejor, y los errores debidos al calentamiento solar son inferiores a 1 K a 10 hPa.

#### 12.4.4 Termopares

En una radiosonda nacional se utilizan también como sensores de temperatura uniones de termopares de cobre-constantán (OMM, 1989a). Se emplean hilos de 0,05 mm de diámetro para formar la unión externa del termopar, que proporcionan un sensor de respuesta muy rápida. La relación entre la fuerza electromotriz térmica y la diferencia de temperatura entre el sensor y su referencia es una relación física establecida. La referencia del termopar está instalada en el interior de la radiosonda, en un entorno de temperatura relativamente estable. Para medir esta temperatura de referencia se utiliza una resistencia de cobre. Con el fin de obtener temperaturas exactas, hay que compensar también la fuerza electromotriz dispersa introducida en las conexiones adicionales entre el sensor y las referencias internas.

#### 12.4.5 Instrumentos de sondeo científicos

Durante la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China) (OMM, 2011b), se utilizaron dos sensores de temperatura científicos especializados:

- a) El sensor de temperatura radiante media utiliza un alambre de tungsteno ultra fino como sensor. El alambre mide 0,01 mm de diámetro, 44 cm de longitud y está enrollado en una bobina helicoidal con un diámetro de 0,2 mm y un paso de 0,1 mm. El alambre está recubierto de aluminio para aumentar la reflectividad y, de ese modo, reducir el calentamiento solar (véase Shimizu y Hasebe, 2010). Este sensor tiene constantes de tiempo de respuesta más pequeñas que el termopar de cobre-constantán.
- b) La radiosonda multitermistor de Yangjiang fue un instrumento independiente basado en la radiosonda multitermistor de medición exacta de la temperatura (ATM) desarrollada por la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) (véanse Schmidlin y otros, 1995; OMM, 2006d). Mediante el sistema se realizaron mediciones con tres termistores aluminizados, un termistor blanco y uno negro. En Yangjiang, las constantes de tiempo de respuesta eran similares a las de los termistores de tipo perla modernos. Con las mediciones de los cinco sensores y un conocimiento exacto de las propiedades ópticas de los diferentes revestimientos en los sensores, se deduce una temperatura de referencia así como estimaciones de los entornos de radiación solar e infrarroja. Esta temperatura estimada no depende de ninguna hipótesis sobre la retrodispersión de la superficie y las nubes, a diferencia de otros sistemas de corrección de la temperatura de las radiosondas.

En la prueba de Yangjiang, la fiabilidad de la calibración absoluta y las correcciones diurnas de esos sistemas científicos no demostraron ser mejores que las de las radiosondas operacionales.

#### 12.4.6 Exposición

La manera más apropiada de exponer los sensores de temperatura de las radiosondas es situándolos sobre el cuerpo principal de la radiosonda (pero bajo el cuerpo de una radiosonda descendente). Así, el aire calentado o enfriado por contacto con el cuerpo de la radiosonda o con los soportes del sensor no puede fluir por encima del sensor. Ello se consigue habitualmente montando el sensor en un brazo o saliente que lo mantiene en la posición deseada durante el vuelo. Para conseguir una estabilidad de funcionamiento a largo plazo, esa posición debe ser reproducible y no variar de un vuelo a otro. Se conseguirá una buena exposición a bajas presiones si los soportes y las conexiones eléctricas del sensor son tan delgados que los errores debidos al calentamiento o al enfriamiento, por la conducción térmica a lo largo de las conexiones, resultan insignificantes.

Con este método de exposición, los sensores de temperatura de la radiosonda están directamente expuestos a la radiación solar y al entorno infrarrojo en la atmósfera. Los sensores reciben radiación solar durante los sondeos diurnos, e intercambian en todo momento radiación de onda larga con el suelo y con el espacio aéreo. La magnitud de los errores de radiación depende muy poco del tamaño y de la forma de los sensores, puesto que los coeficientes de

transferencia térmica convectiva apenas dependen del tamaño del sensor. Por eso, pueden obtenerse pequeños errores de radiación con sensores de reducido tamaño, pero solo cuando el revestimiento del sensor proporciona una baja absorción tanto de la radiación solar como de la radiación de onda larga. El revestimiento deseado puede lograrse mediante la deposición de una fina capa metálica. Muchas pinturas blancas presentan una elevada absorción en el infrarrojo y no son el revestimiento ideal para un sensor de radiosonda.

Otra consecuencia de exponer el sensor de temperatura sobre el cuerpo de la radiosonda es que, en el ascenso a través de precipitaciones o de nubes, el sensor puede quedar recubierto de una capa de agua o de hielo. Es muy importante que el diseño del sensor permita eliminar eficientemente el agua y el hielo. La evaporación del agua o del hielo del sensor al salir de una nube y penetrar en capas más secas enfriará el sensor por debajo de la temperatura ambiente verdadera. La absorcividad en el infrarrojo de un sensor de temperatura que permanece recubierto de hielo a lo largo del vuelo difiere de la habitual. Por consiguiente, en las mediciones obtenidas mediante sensores recubiertos de hielo se introducirá un error sistemático anormal, debido al intercambio térmico en el infrarrojo, particularmente a bajas presiones.

#### 12.4.7 Errores de temperatura

En OMM (2015) se examinan detalladamente los errores de los tipos de radiosondas antiguos de uso generalizado durante el período comprendido entre 1980 y 2000.

##### 12.4.7.1 Calibración

Los errores de temperatura relacionados con la calibración durante un ascenso pueden derivar de:

- a) Errores de calibración en fábrica. Esto puede ocurrir ocasionalmente y es uno de los motivos por los cuales las mediciones por radiosonda deberían verificarse en tierra antes del lanzamiento.
- b) Pequeñas variaciones en el sensor, como la capacitancia parásita con respecto a un sensor capacitivo o en las conexiones eléctricas del sensor.
- c) Inestabilidades en el sistema transductor de la radiosonda y en las referencias. Estas se pueden producir durante el almacenamiento o el ascenso. Por lo general, la deriva del sensor o transductor durante el almacenamiento puede corregirse parcialmente a lo largo del tratamiento de datos, mediante ajustes basados en las verificaciones en tierra antes del vuelo.

En el cuadro 12.6 se resume el rendimiento relativo de los sensores de temperatura durante la noche para diferentes sensores de temperatura en funcionamiento en 2013. Los resultados representan el rendimiento típico promediado de, al menos, 15 vuelos de prueba. La incertidumbre absoluta de la referencia, en funcionamiento nocturno, era probablemente menor de 0,3 K, coincidiendo las radiosondas con multitermistores de la NASA y Sippican todo lo mejor que cabría esperar del análisis de error.

Cuando se atribuye un rango de errores sistemáticos a un tipo de radiosonda, ese intervalo de valores representa la dispersión de la diferencia sistemática observada en cierto número de pruebas y también tiene en cuenta el intervalo del rendimiento probable hasta 30 hPa, estimados a partir del seguimiento de radiosondas (OMM, 2003). Dado que los sensores modernos tienen revestimientos aluminizados, los errores en el infrarrojo son muy pequeños, y cualquier dispersión en el rendimiento se debe principalmente a la estabilidad de larga duración de la calibración en fábrica, pequeñas inestabilidades en los sensores, probablemente en función de la estructura atmosférica y la temperatura interna del equipo electrónico de la radiosonda, entre otros. Es difícil diferenciar entre los mejores sistemas del cuadro 12.6, ya que se han atribuido errores similares a los sensores. La reproducibilidad de las mediciones de temperatura puede medirse con relativa facilidad, pero actualmente no es posible determinar el error sistemático

mejor que los valores mostrados en el cuadro. Las pruebas a gran escala en los trópicos no han dado los mismos resultados para el error sistemático como los de Europa, de modo que los valores mostrados son un promedio entre ambas condiciones respecto al rango de valores necesarios para comprender las dos gamas de resultados.

En el cuadro 12.6 figuran solamente errores de la sonda para presiones de 30 hPa y 10hPa, puesto que, en la mayoría de los sensores de temperatura modernos, los errores de la sonda presentan pocas variaciones entre la superficie y el nivel de 30 hPa, pese a que algunos sistemas hayan experimentado problemas cerca de la tropopausa (OMM, 2011b).

Durante muchos años, las radiosondas Indian MKIII no realizaron mediciones de temperatura de buena calidad pero, en este caso, la reproducibilidad deficiente no obedeció solamente al rendimiento del sensor, sino también a la inestabilidad en el equipo electrónico de la radiosonda durante el ascenso, lo que se tradujo en cambios efectivos en la calibración del sensor, de tal modo que el propio sistema de radiosonda degradó los datos. Los errores de la sonda para esta radiosonda en 100 hPa se han situado en el rango de 2 a 4 K durante muchos años (OMM, 2003), a pesar de que las incertidumbres observadas con los sensores en la fase II de la Comparación de radiosondas de la OMM (OMM, 1987) fueron muchos más pequeñas que estas.

**Cuadro 12.6. Error sistemático, error de la sonda e incertidumbre ( $k = 2$ ), en funcionamiento nocturno, a partir de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM y otras pruebas asociadas (utilizando la referencia del multitermistor NASA-ATM como una referencia arbitraria para las compensaciones sistemáticas, según proceda)**

Sensor de temperatura	Error sistemático (K)				Error de la sonda		Incertidumbre ( $k = 2$ )		
	300	100	30	10	30	10	100	30	10
Termistor de varilla, pintura blanca, MRZ (Federación de Rusia)	0,2±0,5	0,2±0,5	-0,3±0,7	-0,8±0,7	1	1	1-1,7	1-2	1,1-2,5
Termopar de cobre-constantán, Meteolabor (Suiza)	0,1±0,1	0±0,1	-0,1±0,2	-0,1±0,2	0,3	0,4	0,3-0,4	0,3-0,6	0,4-0,7
Termocondensador de alambre, Vaisala RS92 (Finlandia)	0,05±0,1	0,05±0,1	0,07±0,2	0,07±0,2	0,2	0,3	0,2-0,4	0,2-0,5	0,3-0,6
Termistor de chip, Lockheed Martin Sippican (Estados Unidos)	0±0,1	-0,05±0,2	-0,07±0,2	-0,07±0,2	0,2	0,3	0,2-0,4	0,2-0,5	0,3-0,6
Termistor de tipo perla, aluminizado	0±0,2	0,1±0,2	0,1±0,2	0,2±0,2	0,2	0,4	0,2-0,5	0,2-0,5	0,4-0,8
Multitermistores NASA-ATM, utilizados por F. Schmidlin	Se supone que el error sistemático se sitúa dentro de un margen de ± 0,1 K				0,2	0,2	0,2-0,3	0,2-0,3	0,2-0,3

#### 12.4.7.2 ***Inercia térmica***

La mayoría de los sensores de temperatura modernos en radiosondas son lo suficientemente rápidos para que no sea necesario efectuar correcciones significativas de errores de inercia térmica en la troposfera y estratosfera inferior.

#### 12.4.7.3 ***Intercambio térmico radiativo en el infrarrojo***

La mayoría de las pinturas blancas utilizadas en los sensores de radiosonda tienen una emisividad relativamente alta en el infrarrojo (superior a 0,8). Por ello, el intercambio térmico con el fondo infrarrojo puede producir errores apreciables en las mediciones de temperatura. Para una estructura de temperatura vertical dada, los flujos en el infrarrojo varían también notablemente de un vuelo a otro, según la presencia de nubes en las proximidades del ascenso. En Luers y Eskridge (1998) se proporciona un buen ejemplo de usuarios que intentaron demostrar los errores de la radiación solar e infrarroja en las radiosondas en funcionamiento en la década de 1990.

Los errores en el infrarrojo afectan a las observaciones diurnas y nocturnas. Los efectos de los errores de intercambio térmico en el infrarrojo durante la noche pueden verse en las mediciones de los termistores de varilla (utilizados en la radiosonda rusa) del cuadro 12.6. A presiones altas, esos sensores dan temperaturas próximas a la de referencia, pero a presiones bajas las temperaturas comunicadas son mucho más bajas. Para presiones inferiores a 30 hPa, la temperatura de equilibrio radiativo durante la noche era generalmente muy inferior a las temperaturas atmosféricas reales. Por consiguiente, la radiación infrarroja emitida por el sensor de temperatura era superior a la radiación infrarroja absorbida por el sensor procedente del entorno atmosférico y del sensor enfriado a una temperatura inferior a la verdadera. En OMM (2015) se proporciona más información sobre los efectos de los errores en el infrarrojo ocurridos en el pasado.

El uso de pintura blanca en el sensor de temperatura debería suspenderse lo antes posible para que la variación en el error sistemático de la temperatura causado por errores en el infrarrojo sea insignificante en toda la red de radiosondas.

#### 12.4.7.4 ***Calentamiento debido a la radiación solar***

Todos los sensores de temperatura de las radiosondas mostrarán errores por calentamiento durante el día a causa de la radiación solar incidente, en particular la radiación retrodispersada por nubes y la superficie. En el cuadro 12.7 se muestran las diferencias entre el día y la noche relacionadas con las mediciones de temperatura de las radiosondas señaladas en el cuadro 12.6. Estos valores se derivaron en su mayoría de las correcciones de la programación aplicadas a las temperaturas diurnas por cada sistema para elevaciones solares de entre 30° y 80°. Los sensores de temperatura de la radiosonda rusa tenían un aislamiento térmico de las estructuras de soportes relativamente escaso, que con frecuencia llegaba a calentarse más que el propio sensor y, consiguientemente, las radiosondas rusas mostraban también diferencias entre el día y la noche en niveles superiores.

En todos los sistemas de radiosonda modernos en uso, se aplican correcciones de la programación durante el tratamiento de datos para compensar el calentamiento solar (véase el cuadro 12.7). Esos sistemas de corrección se obtienen habitualmente a partir de estudios especiales sobre las diferencias de temperatura entre el día y la noche (tomando en consideración la verdadera variación diurna de la temperatura debida a las mareas atmosféricas) junto con modelos de calentamiento solar y, posiblemente, pruebas de laboratorio. La corrección se expresa luego en función de la elevación solar durante el ascenso. En la corrección se pueden tener también en cuenta las velocidades reales de ascenso, pues los errores por ventilación y calentamiento variarán si la velocidad del ascenso difiere de las condiciones de prueba normales. Con bajas elevaciones solares (menores de 10°) los errores por calentamiento son muy sensibles a las variaciones de la elevación solar. Por eso, si en la programación de la corrección no se actualiza la elevación solar durante el vuelo, se producirán errores apreciables

**Cuadro 12.7. Diferencias diurnas y nocturnas de determinados sensores de temperatura a partir de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM y otras pruebas asociadas**

<i>Sensor de temperatura</i>	<i>Error sistemático (K)</i>			
	<i>300</i>	<i>100</i>	<i>30</i>	<i>10</i>
Presión (hPa)	300	100	30	10
Termistor de varilla, pintura blanca, MRZ (Federación de Rusia)	1	1,8	3,3	5,1
Termopar de cobre-constantán, Meteolabor (Suiza)	0,5 <sup>a</sup> 0,3 <sup>b</sup>	0,75 <sup>a</sup> 0,5 <sup>b</sup>	1,1 <sup>a</sup> 0,75 <sup>b</sup>	1,8 <sup>a</sup> 1 <sup>b</sup>
Termistor de chip, Lockheed Martin Sippican (Estados Unidos)	0,3	0,5	0,8	0,95
Termocondensador de alambre, Vaisala (Finlandia)	0,15	0,3	0,5	0,8
Termistor de tipo perla <sup>c</sup> , aluminizado	0,2-0,5	0,3-1,1	0,4-1,5	0,6-2,3

Notas:

- a Conforme a su uso en OMM (2011b).
- b De conformidad con lo revisado en pruebas posteriores (Philipona y otros, 2013).
- c Resumen de la gama de resultados de otros sistemas de radiosonda que utilizan termistores de tipo perla en la comparación efectuada en Yangjiang (OMM, 2011b). Véase OMM (2015) para mayor información sobre los diferentes tipos de radiosonda utilizados en Yangjiang.

en la corrección de los vuelos durante el amanecer o durante el ocaso. Un sistema de corrección sencillo solo funcionará eficazmente en determinadas condiciones de nubosidad y de superficie y no proporcionará una corrección adecuada en todas las condiciones de vuelo que puedan presentarse. Por ejemplo, en numerosas ascensiones desde emplazamientos costeros, la radiosonda se adentra en el mar. Con cielo despejado, el bajo albedo en la superficie del mar reducirá la radiación solar retrodispersada en un factor de dos o tres, en comparación con las condiciones atmosféricas medias durante el vuelo. En tales circunstancias, las correcciones de la programación sobre la base de las condiciones medias serán como mínimo un 30% demasiado grandes. Por otra parte, en los ascensos sobre nubes altas de gran espesor con un albedo muy alto o en condiciones desérticas, la retrodispersión puede ser mayor de lo habitual, y la corrección de la programación subestimarán la corrección requerida.

El cuadro 12.8 contiene un resumen de los errores sistemáticos y de la sonda en la mayoría de los tipos de radiosonda modernos. En los errores sistemáticos derivados de la prueba efectuada en Yangjiang (China) (OMM, 2011b), se partió del supuesto de que, en Yangjiang, el error sistemático cero se situaba en el punto medio entre los sensores Vaisala/MODEM y LMS/multitermistor, a 30 hPa y 10 hPa. Ello se debe a que en las pruebas posteriores realizadas en Estados Unidos no se observaron errores apreciables en el sistema de multitermistores utilizados en Yangjiang; en otras palabras, hubo cierta variación atmosférica real diurna en la temperatura, entre 30 hPa y 10 hPa, con una amplitud probable de cerca de 0,15 K. En las estimaciones del rango de errores sistemáticos del cuadro 12.8, se ha dado por supuesto de que los sistemas normalizados de corrección de la programación producen posibles errores sistemáticos de  $\pm 30\%$ . Durante una prueba de radiosonda específica, las condiciones radiativas (nubes, albedo de superficie) normalmente no varían mucho, con la consecuente ilusión de que el error sistemático obtenido presenta errores pequeños. Sin embargo, una prueba realizada en otro lugar puede presentar errores sistemáticos que difieran mucho más del error de sonda observado en la prueba.



**Cuadro 12.8. Error sistemático, error de la sonda e incertidumbre ( $k = 2$ ) para determinados sensores de temperatura, en funcionamiento diurno, a partir de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM y otras pruebas asociadas, y del control operativo descrito en OMM (2003)**

Sensor de temperatura	Error sistemático (K)			Error de la sonda			Incertidumbre ( $k = 2$ )		
	100	30	10	100	30	10	100	30	10
Presión (hPa)									
Termistor de varilla, pintura blanca, MRZ (Federación de Rusia)	0,7±0,5	0,5±1	-0,7±1,3	1	1,2	1,5	1,2-2,2	1,2-2,7	1,5-3,5
Termopar de cobre-constantán, Meteolabor (Suiza)	-0,2 <sup>a</sup> -0,05 <sup>b</sup>	-0,5 <sup>a</sup> -0,2 <sup>b</sup>	-0,8 <sup>a</sup> 0 <sup>b</sup>	0,4	0,4	0,8	0,6	0,9	1,5
Termocondensador de alambre, Vaisala (Finlandia)	0±0,2	-0,2±0,2	-0,3±0,3	0,4	0,4	0,4	0,4-0,7	0,4-0,9	0,4-0,9
Termistor de chip, Lockheed Martin Sippican (Estados Unidos)	-0,1±0,2	0,2±0,2	0,3±0,3	0,3	0,3	0,4	0,3-0,6	0,3-0,8	0,4-1,0
Termistor de tipo perla <sup>c</sup> , aluminizado	0,1±0,2	0±0,3	0±0,5	0,4-0,8	0,4-1,3	0,4-1,7	0,5-1,0	0,8-1,6	0,4-2,3
Multitermistor	±0,2	±0,2	±0,3	0,3	0,3	0,4	0,3-0,5	0,4-0,6	0,4-0,7

Notas:

a Conforme a su uso en OMM (2011b).

b De conformidad con lo revisado en pruebas posteriores (Philipona y otros, 2013).

c Resumen de la gama de resultados de otros sistemas de radiosonda que utilizan termistores de tipo perla en la comparación efectuada en Yangjiang (OMM, 2011b). Véase OMM (2015) para mayor información sobre los distintos tipos de radiosonda utilizados en Yangjiang.

Los errores de sonda de todas las radiosondas son mayores en condiciones diurnas que nocturnas (véanse los cuadros 12.6 y 12.8). Durante el ascenso, las radiosondas basculan y giran como un péndulo suspendido del globo, y las secciones transversales de absorción del sensor varían conforme rota el sensor. Además, el aire calentado por contacto con los soportes del sensor o el cuerpo de la radiosonda puede fluir ocasionalmente sobre el sensor externo. Si no se ha procurado evitar esas eventualidades en el diseño (por ejemplo, instalando el sensor de temperatura cerca del cuerpo de la radiosonda, probablemente en el punto medio entre la parte de arriba y la parte de abajo), se producirán errores de sonda mucho mayores durante el día. La radiación retrodispersada varía de un vuelo a otro con cambios en la cubierta de nubes, y también favorece el aumento de errores de la sonda durante el día.

Cuando un marco del soporte rodea el sensor de temperatura, el aire calentado por contacto con el marco pasa por el sensor en parte del ciclo del péndulo, generando impulsos positivos en la temperatura comunicada a medida que la radiosonda se desplaza durante el vuelo. Esos impulsos pueden llegar a alcanzar 1 K a 10 hPa. Los impulsos de calentamiento son fáciles de reconocer cuando se lanzan radiosondas en los equipos utilizados en las comparaciones de la OMM, ya que las radiosondas rotan de manera muy regular durante el vuelo. En tales situaciones, un filtro adecuado de los datos brutos puede eliminar hasta cierto punto los impulsos positivos. Así pues, el filtro aplicado a las observaciones básicas de varios sistemas también habrá de tenerse en cuenta cuando se investiguen errores de temperatura de la radiosonda durante el día.

El rango de errores sistemáticos en las mediciones diurnas que se indica en el cuadro 12.8 debería ser menor en el caso de sistemas de radiosonda con las menores diferencias diurnas y nocturnas. Puesto que gran parte del aumento en la incertidumbre relativa a las mediciones nocturnas obedece a la mala posición del sensor respecto al cuerpo de la radiosonda y al mal diseño de los soportes del sensor, se espera observar mejoras en la mayoría de las radiosondas modernas con errores y diferencias entre el día y la noche apreciables del cuadro 12.7 pocos años después de la Intercomparación de Yangjiang. Así pues, los resultados de Yangjiang ofrecen un panorama del rendimiento actual, y las radiosondas con errores sistemáticos apreciables en Yangjiang se habrán modificado en cierta medida un par de años después de finalizada la prueba. Por ejemplo, se han revisado los errores de radiación de la radiosonda suiza por medio de otras pruebas y, tal como se indica, la corrección del calentamiento solar se ha reducido. Ello permitiría eliminar el error sistemático negativo observado en los resultados diurnos en OMM (2011b) que figuran en el cuadro 12.8.

Las pruebas de la intercomparación de la OMM se realizaron con radiosondas suspendidas a por lo menos 30 m y, más frecuentemente, a 40 m bajo el globo. Sin embargo, numerosas redes nacionales, como las de China, Japón y la Federación de Rusia, han utilizado suspensiones muchos más cortas que generarán otros errores sistemáticos diurnos y más errores de la sonda, en comparación con los que figuran en los cuadros 12.7 y 12.8, sobre todo en presiones inferiores a 30 hPa.

#### 12.4.7.5 ***Deposición de hielo o agua sobre el sensor***

Otra fuente de error de temperatura es la formación de una capa de agua o de hielo sobre el sensor de temperatura, lo que originará un enfriamiento psicrométrico (por el efecto del bulbo húmedo) del sensor de temperatura, una vez que la humedad relativa atmosférica haya descendido a menos del 100% en una fase posterior del ascenso. Si el sensor tiende a captar agua o hielo, en lugar de eliminar rápidamente la precipitación, pueden deteriorarse buena parte de las mediciones de temperatura durante el ascenso. De noche, un revestimiento de hielo hará que un sensor aluminizado se comporte como un sensor negro en el infrarrojo, lo que entraña un gran enfriamiento a bajas presiones en las condiciones que se presentan normalmente.

Además, si el agua depositada sobre el sensor se congela cuando el sensor penetra en un aire más frío, el calor latente liberado aumentará la temperatura hacia los 0 °C. Si un sensor queda recubierto de hielo y entra en una capa más caliente, la temperatura no aumentará por encima de 0 °C hasta que se funde el hielo. Por eso, los valores comunicados de las capas isotérmicas cerca de los 0 °C en condiciones de humedad deberían tratarse con cierta cautela.

#### 12.4.7.6 ***Cuestiones de representatividad***

En OMM (2015) se examinan las cuestiones de representatividad.

### 12.5 **SENSORES DE HUMEDAD RELATIVA**

#### 12.5.1 **Aspectos generales**

Las mediciones operativas de la humedad relativa en el mundo entero tienen varios niveles de rendimiento (de satisfactorio a insuficiente), puesto que todos los tipos de sensores del cuadro 12.10 se seguían utilizando en algunas redes nacionales en 2013. El sensor de uso más generalizado es el condensador gemelo calentado de película delgada. Este sensor se instala por fuera, sin cubierta, en un botalón que lo sostiene por encima del cuerpo de la radiosonda. Los otros condensadores de película delgada modernos suelen instalarse por fuera en el botalón con una cubierta aluminizada que los protege contra la contaminación debida a la precipitación y para reducir al mínimo el calentamiento solar del sensor de humedad. Los sensores de higristor de carbón se instalan normalmente dentro de un tipo de tubo protector, en el interior de la radiosonda. El uso de higristores de carbón está disminuyendo. Los sensores de membrana

orgánica de tripa de vacuno son sumamente inexactos y limitados en cobertura en la vertical para satisfacer las necesidades de los usuarios modernos, pero se siguen empleando en una red nacional. La piel de tripa de vacuno se instala también en un tipo de tubo protector.

Un sensor moderno de humedad relativa de radiosonda de buena calidad debería poder medir la humedad relativa en un grado de exactitud útil en todas las temperaturas, de 40 °C hasta -70 °C. Las temperaturas son inferiores cerca de la tropopausa tropical y subtropical, y los sensores de la radiosonda pueden realizar mediciones útiles en esas temperaturas, siempre y cuando se apliquen ciertas correcciones (véase más adelante). No obstante, el método práctico más fiable para medir el vapor de agua en esas temperaturas más bajas es el higrómetro de punto de escarcha (véanse Vömel y otros, 2007a), y los resultados de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad (OMM, 2011b). En el cuadro 12.9 se muestran las presiones de saturación del vapor de agua con respecto a una superficie de agua que ha de resolverse para proporcionar mediciones de la humedad relativa en todos los niveles. A temperaturas inferiores a 0 °C, los sensores de humedad relativa deberían calibrarse para registrar la humedad relativa con respecto a una superficie de agua.

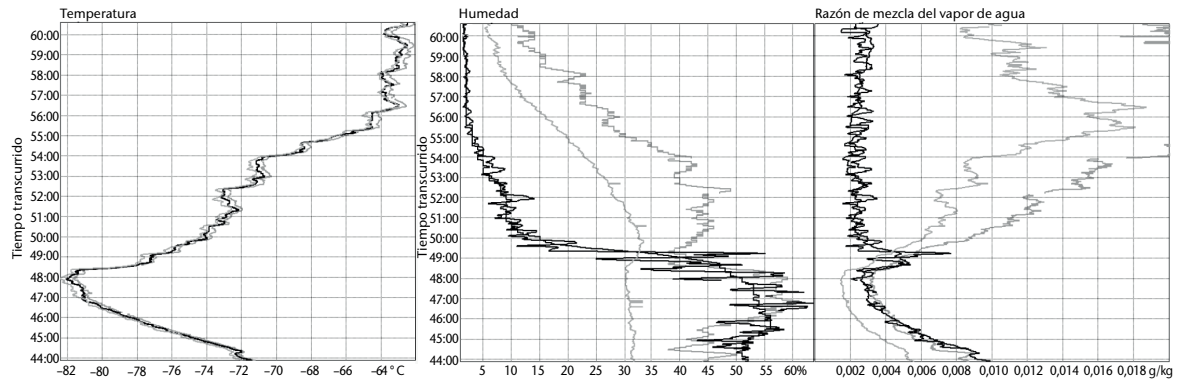
**Cuadro 12.9. Variación de la tensión de saturación del vapor sobre una superficie de agua, como función de la temperatura, según Sontag (1994)**

<i>Temperatura (°C)</i>	<i>Tensión de saturación del vapor (hPa)</i>
40	73,9
30	42,5
15	17,1
0	6,1
-15	1,92
-30	0,51
-45	0,112
-60	0,019 5
-75	0,002 5
-90	0,000 23
-100	0,000 036

La saturación con respecto al agua no puede medirse muy por debajo de -50 °C, de modo que los fabricantes deberían utilizar una de las expresiones siguientes para calcular la tensión de saturación del vapor con respecto al agua a temperaturas más bajas: Wexler (1976 y 1977), Hyland y Wexler (1983) o Sonntag (1994), y no la ecuación Goff-Gratch recomendada en publicaciones anteriores de la OMM. Tal como se indica en el cuadro 12.9, la tensión de saturación del vapor en las nubes de hielo a temperaturas más bajas en la troposfera superior tropical corresponde aproximadamente al 50% de tensión de saturación del vapor con respecto a la superficie del agua.

Resulta muy difícil que un sensor de humedad relativa funcione de manera satisfactoria a temperaturas y presiones muy bajas. El libre intercambio de moléculas de agua entre el sensor y la atmósfera se complica más cuando disminuye la temperatura. Además, la contaminación del sensor debida a elevadas concentraciones de vapor de agua en las primeras fases del ascenso puede causar errores sistemáticos sustanciales en las mediciones del sensor a las temperaturas más bajas. Por ejemplo, si un error sistemático positivo del 5% de humedad relativa obedece a la contaminación a -60 °C, ello se convertiría en un error sistemático positivo del 40% de humedad relativa a -75 °C, a no ser que se eliminase la contaminación.

En la estratosfera inferior y la troposfera superior, las mediciones del vapor de agua deberían evaluarse en función de la razón de mezcla y la humedad relativa. En la figura 12.4 se muestra la



**Figura 12.4. Temperatura, humedad relativa y razón de mezcla del vapor de agua, presentadas como una función del tiempo de vuelo (vuelo 56 de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad). Las mediciones en gris se realizaron por medio de radiosondas con sensores capacitivos (sin corregir para el tiempo de respuesta lento). Las mediciones en negro se realizaron con un sensor de condensador gemelo calentado (corregido para la constante de tiempo de respuesta) y un higrómetro de punto de escarcha. (El higrómetro de punto de escarcha muestra mayor variación con el tiempo en la humedad relativa y la razón de mezcla que el condensador gemelo calentado).**

variación de la temperatura, la humedad relativa y la razón de mezcla con respecto a la altura, medidas por cuatro sensores de radiosonda diferentes en el marco de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad (OMM, 2011b). Justo por debajo de la tropopausa, la humedad relativa era ligeramente más alta que la saturación, pero la razón de mezcla del vapor de agua alcanzaba el mínimo, habiendo disminuido rápidamente con la temperatura, como cabría esperar del cuadro 12.9. Cuando aumenta la temperatura por encima de la tropopausa, los dos sensores de humedad relativa con respuestas más lentas (en gris) muestran una razón de mezcla del vapor de agua mucho mayor a lo que se considera realista. El sensor corregido y el higrómetro de espejo enfriado (en negro) muestran un valor máximo de corta vida en la razón de mezcla de vapor de agua inmediatamente por encima de la tropopausa. Es poco probable que esto sea cierto y ello sugiere que la humedad relativa comunicada por los sensores negros en esta capa entre los minutos 48,4 y 50 es demasiado elevada por un factor de hasta 2,5. Es probable que esto se deba a la contaminación de la carga útil o al área de detección de la radiosonda y no a una cuestión de calibración. La contaminación podría haberse producido al inicio del vuelo, entre los minutos 33 y 38, luego de atravesar una capa gruesa de nubes cirrus detectada por el radar de nubes (esto no se muestra en la figura 12.4).

La velocidad de respuesta de los sensores de humedad relativa puede definirse como sigue:

$$dU_e/dt = -1/\tau \cdot (U_e - U) \quad (12.17)$$

donde  $U_e$  es la humedad relativa comunicada por el sensor,  $U$  es la humedad relativa real y  $\tau$  es la constante de tiempo de respuesta.

Otra complicación es que el sensor de humedad relativa comunica la humedad relativa de la temperatura del propio sensor. Si esta difiere de la temperatura atmosférica verdadera, se introduce entonces otro error debido a la inercia térmica del sensor de humedad respecto a la temperatura del aire. Los sensores de humedad modernos son actualmente mucho más pequeños que los tipos de radiosonda antiguos, con el fin de reducir al mínimo este problema y, en todo caso, la temperatura del sensor se mide directamente en muchas, aunque no todas, las radiosondas modernas más utilizadas.

La constante de tiempo de respuesta de un sensor de humedad relativa aumenta mucho más rápidamente durante el ascenso de la radiosonda que la constante de tiempo de un sensor de temperatura. Ello puede apreciarse en el cuadro 12.10, en el que se indican los valores aproximados de la constante de tiempo de respuesta para dos tipos de sensores antiguos y tres

**Cuadro 12.10. Constantes de tiempo de respuesta  $\tau$  (en segundos) de sensores de humedad relativa**

<i>Sensor de humedad</i>	<i>En funcionamiento</i>	$\tau$ a 20 °C	$\tau$ a 0 °C	$\tau$ a -20 °C	$\tau$ a -40 °C	$\tau$ a -70 °C
Condensador gemelo calentado de película delgada, sin tapa	2004	< 0,15	0,4	2	10	80
Otros condensadores de película delgada, con tapa	Desde 2000	0,1-0,6	0,6-0,9	4-6	15-20	150-300 <sup>a</sup>
Higristor de carbón	Desde 1960	0,3	1,5	9	20	No fiable
Piel de tripa de vacuno	Desde 1950	6	20	100	> 300	No utilizable
Higrómetro de punto de escarcha, higrómetro criogénico de punto de escarcha	Desde 2003, para uso científico		< 2 <sup>b</sup>	< 4 <sup>b</sup>		< 25
Higrómetro de espejo enfriado, "Snow White", en funcionamiento nocturno	Desde 1996 para uso científico		< 2 <sup>b</sup>	< 4 <sup>b</sup>		< 25

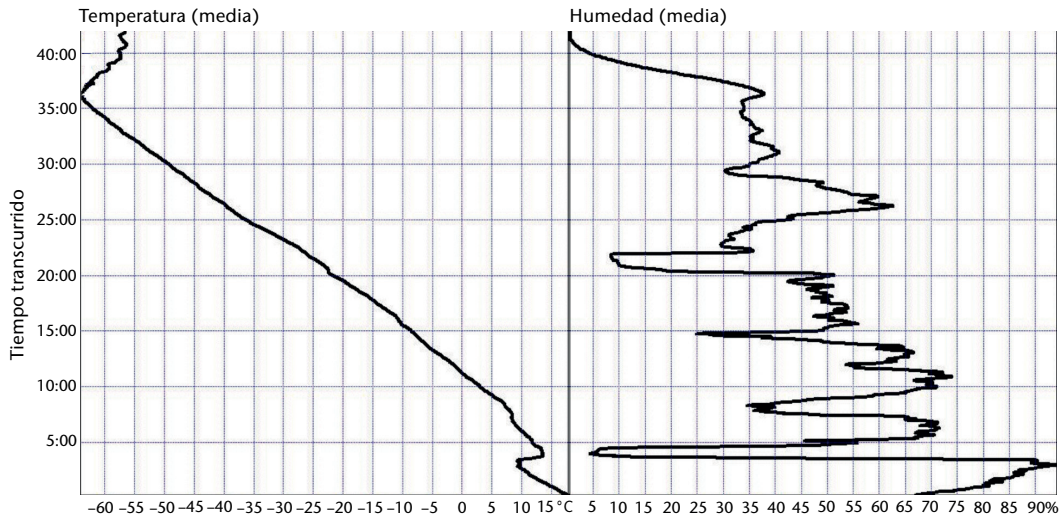
Notas:

a Valores deducidos de una comparación con higrómetros, a partir de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad (OMM, 2011b); pueden observarse problemas con la ventilación de las tapas que cubren el sensor.

b Valor estimado a partir de una comparación durante el vuelo con sensores de humedad relativa de radiosondas de alta calidad, en OMM (2011b).

modernos. En el caso del sensor de piel de tripa de vacuno, la constante de tiempo de respuesta indicada se refiere a las variaciones de la humedad relativa comprendidas entre el 70% y el 30% aproximadamente. Las constantes de tiempo de respuesta de los sensores de membrana orgánica de tripa de vacuno son mucho mayores a una temperatura dada cuando se mide la humedad relativa alta o baja. En el cuadro, los valores del condensador gemelo de película delgada (Vaisala RS92) difieren de los que se indican en Miloshevich y otros (2004) y se han extraído de la información actualizada suministrada por el fabricante.

En las figuras 12.5 y 12.6 se muestran dos perfiles de temperatura y humedad relativa medidas por radiosonda. La figura 12.5 es un ejemplo de un ascenso de radiosonda en Reino Unido, en el que se combinaron las mediciones de dos sensores diferentes. En muchos vuelos se producen cambios repentinos en la humedad relativa respecto a la altura y ambos tipos de radiosonda detectaron esas variaciones. En particular, las capas muy secas se relacionan con las inversiones de temperatura. La presencia de esas capas se considera correcta, pero en el pasado se juzgaron erróneas, debido a que los sensores antiguos no podían medirlas bien. En ese caso, el ritmo de variación de la humedad relativa con respecto a la altura por encima de la inversión más baja fue del 6% de humedad relativa por segundo. Así pues, los sensores modernos ofrecen ventajas



**Figura 12.5. Media de mediciones simultáneas en los primeros intervalos obtenidas de noche con dos radiosondas suspendidas conjuntamente debajo de un globo**

a aquellos que necesitan un conocimiento profundo de la variación del índice de refracción atmosférica con la altura, que es importante para la propagación radioeléctrica. A niveles medios, se observan índices de variaciones del 3% de humedad relativa por segundo.

Miloshevich y otros (2004) propusieron un método de corrección de la constante de tiempo de respuesta lenta en las mediciones de humedad, sobre la base de la ecuación siguiente:

$$U = U_e(t_2) - U_e(t_1) \cdot X / (1 - X) \tag{12.18}$$

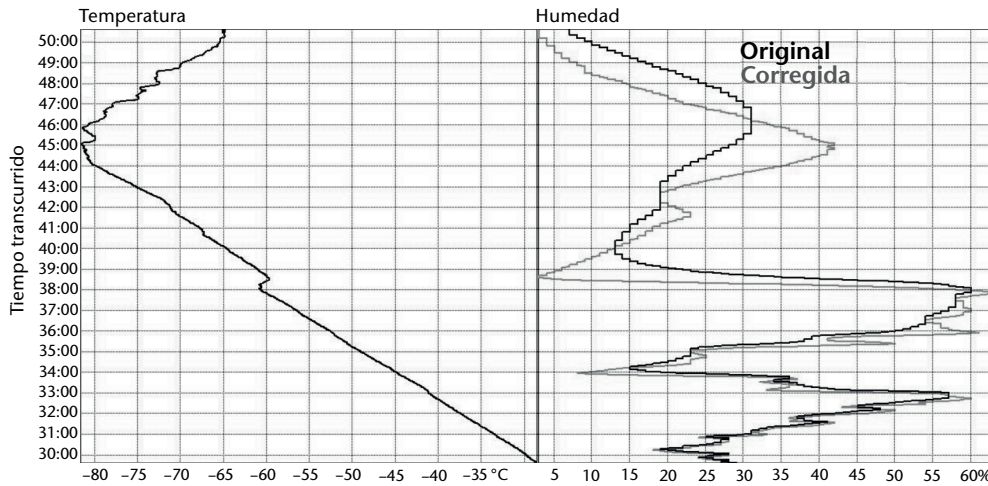
donde  $U$  es la humedad relativa ambiente verdadera;  $U_e$  es la humedad relativa comunicada para los instantes  $t_1$  y  $t_2$ ;  $U$  en teoría no habría de variar considerablemente entre  $t_1$  y  $t_2$  (limitando el tamaño del salto en el tiempo utilizado), y  $X = e^{-(t_2-t_1)/\tau}$ , donde  $\tau$  es la constante de tiempo de respuesta del sensor de humedad relativa.

Para que los resultados del algoritmo sean satisfactorios, en la medida de lo posible los datos utilizados no deben comprender datos anómalos y deben estar exentos de ruido, etc. Por consiguiente, habrá de realizarse algún tipo de control de la calidad a las observaciones básicas y a otras correcciones (como el calentamiento solar del sensor de humedad) antes de intentar corregir la constante de tiempo de respuesta. Esta corrección no puede recuperar los detalles exactos del perfil vertical de la humedad relativa en una resolución temporal mucho mayor que la constante de tiempo de respuesta del sensor. Genera un perfil vertical suavizado, con índices de variación de la humedad relativa mayores que en las mediciones originales, aunque cualquier detalle en el perfil en intervalos de tiempo mucho más pequeños que la constante de tiempo de respuesta debería tratarse con cautela. Tal como se señala en Miloshevich y otros (2004), hay bastantes respuestas posibles para una medición original dada, coherentes con las constantes de tiempo de respuesta conocidas. El tipo de suavizado aplicado a los datos originales influye en el perfil recuperado, de modo que el suavizado que se utilice debe estar bien documentado y las hipótesis realizadas en el uso del algoritmo deberán explicarse a los usuarios.

A partir de los ejemplos indicados en Yangjiang (OMM, 2011b, anexo D), se concluyó que para informar sobre la estructura de la humedad relativa cerca a la tropopausa tropical, el sistema de detección de humedad debía tener una constante de tiempo de respuesta de 3 minutos o menos, a fin de que los ajustes de una constante de tiempo de respuesta lenta no fuesen demasiado importantes y que no intensificasen simplemente los errores debido al ruido en las mediciones o la contaminación del agua/hielo.

En la figura 12.6 se ilustra la magnitud de los ajustes en un perfil de humedad relativa para un sensor con una constante de tiempo de respuesta de aproximadamente 80 segundos a  $-70^\circ\text{C}$ , que realizaba observaciones en la troposfera superior tropical durante la Intercomparación de





**Figura 12.6. Medición de condensador gemelo de película delgada en la troposfera superior, de noche, en Yangjiang (China), presentada como una función del tiempo de vuelo, mostrando el perfil de humedad medido directamente por el sensor (en negro) y luego corregido para los errores de la constante de tiempo de respuesta (en gris)**

la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad en Yangjiang (China) (OMM, 2011b). El perfil corregido que se observa en la figura 12.6 es claramente mucho más uniforme que los perfiles de humedad relativa medidos en la troposfera superior por los higrómetros de espejo enfriado (figura 12.4). En Yangjiang, donde se aplicaron correcciones a la respuesta lenta, el resultado parecía razonable en un 65% de los casos y bastante erróneo el resto del tiempo. A estas alturas, realizar más pruebas de este tipo de ajustes y el tipo de suavizado aplicado parece justificarse.

Durante la prueba de Yangjiang, los mayores índices de variación observados en la transición troposfera-estratosfera representaban aproximadamente el 30% de humedad relativa en unos 30 segundos. Así pues, actualmente, incluso el sensor de humedad relativa de la radiosonda operacional más rápido no puede definir la verdadera altura del descenso rápido de humedad en la tropopausa tropical sin corrección. En Yangjiang se observó que las correcciones de la altura de la cima de la capa de humedad se situaban en el rango de 200 a 500 m. Sin embargo, en esa ciudad, la respuesta en los dos instrumentos de sondeo científicos fue más rápida y permitía resolver mejor esa altura cuando los instrumentos funcionaban correctamente (véase el cuadro 12.10).

### 12.5.2 Condensadores de película delgada

En la mayoría de los diseños de radiosonda modernos se utilizan actualmente sensores capacitivos de película delgada. Estos sensores se basan en la variación de la constante dieléctrica de una película de polímero con la presión de vapor de agua ambiente. La constante dieléctrica es proporcional al número de moléculas de agua captadas en los sitios de unión en la estructura polímera. El electrodo inferior del condensador generalmente se fabrica mediante el grabado químico de una placa revestida de vidrio metalizado, con dimensiones de 5 por 3 mm o 4 por 1,5 mm, y un espesor de 0,55 o 0,2 mm. A menudo, se hacen concesiones por lo que respecta al espesor y se opta por una película más delgada, que tiene una constante de tiempo de respuesta más rápida a temperaturas bajas pero tal vez menos estabilidad en el rendimiento a lo largo del tiempo. El electrodo superior se implanta sobre la superficie de polímero mediante la técnica de evaporación en vacío y es permeable al vapor de agua. La capacitancia del sensor es, por lo general, una función casi lineal de la humedad relativa, y la temperatura depende poco de la calibración. Estos sensores se instalan siempre en un botalón de apoyo que debería exponer el sensor por encima de la parte de arriba de la radiosonda o bastante alejada del cuerpo de la radiosonda hacia un lado.



La calibración de esos sensores de humedad relativa depende de la temperatura. La corrección de esa dependencia ha de aplicarse durante el procesamiento de los datos por el equipo de tierra si se quiere obtener en la mayor parte de la troposfera la exactitud señalada para el sensor a temperatura ambiente en laboratorio.

La contaminación debida a la precipitación, gotas de agua en las nubes o la formación de hielo ha de eliminarse, en caso de no utilizarse una tapa protectora con el sensor. Ello puede lograrse calentando el sensor muy por encima de la temperatura ambiente. Se utilizan sensores gemelos, uno de los cuales realizará las mediciones mientras que el otro se calentará y luego se enfriará a funcionamiento normal (Paukkunen, 1995). Los sensores gemelos se instalan a una distancia de aproximadamente 1 cm. Estos sensores tienen también un recubrimiento hidrófobo delgado a fin de reducir al mínimo la contaminación debida al agua líquida. A medida que el sol brilla directamente sobre los sensores y sus soportes, los sensores de humedad se calientan con respecto a la temperatura correcta, sobre todo en la troposfera superior. Este efecto de calentamiento ha de compensarse, a fin de obtener mediciones de humedad exactas. Un método consiste en medir directamente la temperatura del sensor de humedad y utilizar la información para la compensación. En versiones anteriores de ese sistema de sensores, la placa de circuito impreso circundante no estaba recubierta con una superficie altamente reflectante, y el sensor de humedad se calentaba demasiado en la troposfera superior durante el día. Por ello, todas las superficies de soportes se aluminizaron, comprobándose primero en Mauricio (OMM, 2006a), y luego como producto operativo en Yangjiang (China) (OMM, 2011b). En un principio, el fabricante aconsejó a los usuarios que utilizaran este sensor con programación de la corrección para constantes de tiempo de respuesta lentas a bajas temperaturas y una corrección del calentamiento solar del sensor durante el día. No obstante, la versión más reciente de los programas informáticos de sistemas del fabricante aplica estas correcciones automáticamente por defecto.

En el marco de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad (OMM, 2011b), cuatro radiosondas utilizaron otro sensor fabricado por E+E Elektronik, que se instalaba siempre con una tapa protectora con el fin de reducir al mínimo la contaminación. Por lo general, la tapa tiene un revestimiento altamente reflectante para que el sensor no se caliente demasiado durante el día en la troposfera superior. Asimismo, los soportes del sensor y la tapa no deben ser higroscópicos; de lo contrario, la remoción de absorción de gases de estas superficies dará lugar a errores apreciables. Algunos fabricantes aplican correcciones a las constantes de tiempo lentas. Con este sensor, los errores de una constante de tiempo lenta son mayores que con el sensor gemelo. La mayoría de las radiosondas que utilizan este sensor empleaban otro termistor para medir directamente la temperatura del sensor de humedad, en lugar de dar por supuesto que el sensor de humedad se encontraba a la misma temperatura que el sensor de temperatura corregido.

### 12.5.3 Higrístores de carbón

Los sensores de higristor de carbón se componen de partículas de carbón finamente suspendidas en una película higroscópica. Una versión moderna del sensor consiste en una tira de poliestireno (de aproximadamente 1 mm de espesor, 60 mm de longitud y 18 mm de anchura) revestida de una fina película higroscópica con partículas de carbón. Los electrodos están revestidos a ambos lados del sensor. Las variaciones de la humedad relativa ambiente entrañan cambios de dimensión de la película higroscópica, de modo que la resistencia aumenta progresivamente con la humedad. La resistencia con una humedad relativa del 90% es aproximadamente 100 veces superior al valor obtenido con una humedad relativa del 30%. Pueden aplicarse correcciones para la dependencia de la temperatura durante el tratamiento de los datos. Por lo general, los sensores están instalados en un conducto situado en el interior del cuerpo de la radiosonda para minimizar la influencia de la capa de precipitación e impedir el calentamiento solar directo del sensor.

Para utilizar este tipo de sensor se requiere un proceso de fabricación debidamente controlado, de manera que no haya que determinar individualmente la dependencia de la temperatura. Los higrístores se someterán por lo general a muchos ciclos de estabilización a lo largo de un rango de valores de humedad relativa a temperatura ambiente en la fábrica para reducir la histéresis

subsiguiente del sensor durante el ascenso de la radiosonda. La resistencia del sensor puede ajustarse a un valor normalizado durante la fabricación raspando parte de la película de carbón. En este caso, las variables pueden ser comunicadas con el valor adecuado de resistencia estándar para las condiciones especificadas, y los sensores pueden intercambiarse entre radiosondas sin proceder a nuevas calibraciones. Es preciso mantener herméticamente cerrado el sensor hasta que se utilice y no manipular la superficie higroscópica durante la inserción en el engaste del sensor de la radiosonda.

Cabe destacar que, al parecer, los sensores no tienen una calibración estable en condiciones de elevada humedad y que la reproducibilidad de las mediciones del sensor en condiciones de baja humedad es, con frecuencia, deficiente. En la Intercomparación de la OMM de sensores de humedad en radiosondas (OMM, 2006b), se mostró que si los sensores (suministrados por el principal fabricante de higrómetros) se mantenían en condiciones de elevada humedad durante varias horas, la calibración del sensor variaba de manera irreversible. Además, los sensores no medían las condiciones de baja humedad (inferiores al 20%) de manera reproducible (véase Wade, 1995), y las mediciones de estos sensores llevaron a pensar erróneamente a muchos meteorólogos que, en la troposfera inferior, no había humedad relativa inferior al 20%.

#### 12.5.4 **Sensores de membrana orgánica de tripa de vacuno**

La piel de tripa de vacuno (peritoneo de vaca) se sigue utilizando. La longitud de una pieza de membrana orgánica de tripa de vacuno varía entre el 5% y el 7% para una variación de humedad de entre el 0% y el 100%. Aunque se pueden obtener mediciones útiles a temperaturas superiores a  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ , la respuesta del sensor es muy lenta a temperaturas más bajas (véase el cuadro 12.10). Los sensores de piel de tripa de vacuno acusan también una histéresis apreciable cuando se exponen a condiciones de humedad bajas.

La piel de tripa de vacuno utilizada en los instrumentos de medición de las variables de humedad debería ser de una sola capa y sin barnizar, con un espesor de aproximadamente 0,03 mm. La piel debería estar montada con una tensión de unos  $20\text{ g cm}^{-1}$  de anchura y aclimatarse durante varias horas, en una atmósfera saturada, sometida a esa tensión. Para minimizar la histéresis conviene acondicionar el sensor manteniéndolo durante 20 minutos en una atmósfera saturada, antes de su calibración y utilización. La calibración habría que efectuarla durante un ciclo de humedad relativa de condiciones húmedas a condiciones secas. El sensor ha de protegerse de la lluvia durante el vuelo.

La constante de tiempo de respuesta del sensor es mucho más alta que los valores citados en el cuadro 12.10 para condiciones de humedad muy altas y muy bajas (McIlveen y Ludlam, 1969). Por eso, resulta difícil evitar errores sistemáticos considerables en las mediciones con membrana orgánica de tripa de vacuno durante un ascenso (error sistemático bajo con mucha humedad y alto con poca humedad), incluso en la troposfera inferior.

#### 12.5.5 **Instrumentos de sondeo científicos**

En la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, realizada en Yangjiang (China) (OMM, 2011b), se utilizaron con éxito dos instrumentos de sondeo de vapor de agua científicos especializados. Dichos sistemas no eran tan intrínsecamente fiables como las radiosondas operativas, pero cuando funcionaban correctamente eran sumamente útiles para detectar las limitaciones de las radiosondas operacionales.

- a) El higrómetro criogénico de punto de escarcha (Vömel y otros, 2007a) es un higrómetro de espejo enfriado que utiliza un circuito de información que regula activamente la temperatura de un espejo pequeño recubierto de hielo (o de rocío en la troposfera inferior). En el circuito de información, un detector óptico detecta la cantidad de hielo que cubre el espejo y el controlador de la información regula la temperatura del espejo de tal manera que la cantidad de hielo permanece constante.

Cuando el controlador de la información funciona correctamente, la temperatura del espejo equivale a la temperatura del punto de escarcha y, si no hay contaminación de hielo o de agua interna, a la temperatura del punto de escarcha de la atmósfera. Los tubos de entrada al higrómetro criogénico de punto de escarcha son de acero inoxidable y miden 17 cm de longitud, con un diámetro de 2,5 cm, y están instalados directamente por encima y por debajo del higrómetro. Con ello se pretende asegurar que la contaminación debida al aire que atraviesa el higrómetro sea mínima, y los resultados de la prueba realizada en Yangjiang permitieron confirmar que la contaminación de dicho higrómetro era inferior a la experimentada por el higrómetro de espejo enfriado "Snow White" en la troposfera superior y la estratosfera inferior.

Las constantes de tiempo de respuesta varían desde unos segundos en la troposfera inferior y aumentan con la altura hasta unos 20 a 30 segundos en la estratosfera. Así pues, en la troposfera inferior, la constante de tiempo de respuesta del higrómetro criogénico de punto de escarcha es indistinguible de las mejores radiosondas operativas. Sin embargo, en la troposfera superior y la estratosfera inferior, es más rápida en términos de su respuesta que las mejores radiosondas operativas. La principal incertidumbre de medición en las mediciones de ese higrómetro es la estabilidad y la deriva del controlador de información. Por eso, se estima la incertidumbre total de las mediciones en aproximadamente 0,5 K en la temperatura del punto de rocío o punto de escarcha, lo que corresponde a un 9% de humedad relativa en la tropopausa tropical y a un 4% de humedad relativa en la troposfera inferior.

El higrómetro criogénico de punto de escarcha utiliza un líquido frío en temperaturas inferiores a  $-100\text{ }^{\circ}\text{C}$  para enfriar el espejo durante el vuelo. La preparación y manipulación de este refrigerante antes del vuelo requiere entrenamiento y procedimientos de manipulación especiales para evitar lesiones personales.

Los sistemas de corrección (calentamiento solar, constante de tiempo) que se aplican a la humedad relativa de radiosondas operacionales en la troposfera superior se han beneficiado de análisis comparativos con las mediciones de higrómetros criogénicos de punto de escarcha, por ejemplo, las comparaciones inéditas del Proyecto LAPBIAT de validación del vapor de agua de la troposfera superior y estratosfera inferior (LAUTLOS-WAVVAP) realizadas en Sodankylä (Finlandia) en 2004 y la Intercomparación de métodos en altitud de Lindenberg (LUAMI), en Lindenberg (Alemania) en 2008.

- b) El higrómetro "Snow White" aplica también el principio de espejo enfriado para detectar el vapor de agua (véase Fujiwara y otros, 2003), pero, para enfriar su espejo, utiliza un refrigerante Peltier. Hay dos versiones del sistema de detección. El higrómetro de espejo diurno se instaló en un conducto interno en el sistema de detección. Esta configuración no impidió la contaminación, lo que afectó a la exactitud de las mediciones inferiores a temperaturas de aproximadamente  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ , y solo se utilizó en algunos vuelos en Yangjiang. En la versión nocturna, el higrómetro de espejo se instaló encima del cuerpo de la radiosonda. Así pues, el higrómetro de espejo nocturno tenía poca protección directa contra la contaminación, pero muy buena exposición a las condiciones ambientales. En Yangjiang, el sistema nocturno del "Snow White" podía medir las temperaturas del punto de rocío hasta por debajo de  $-75\text{ }^{\circ}\text{C}$  en un 70% de los vuelos nocturnos. Dos vuelos diurnos se vieron afectados por la mala contaminación cerca de tormentas en la tarde, pero la contaminación de los sistemas de detección nocturnos del "Snow White" no fue apreciable en las nubes de niveles superiores, ya que, en este caso, las condiciones de ascenso fueron favorables al funcionamiento del "Snow White". Sin embargo, la contaminación alrededor de la estructura del higrómetro limitó el uso del "Snow White" a alturas inferiores a 18 km, apenas por encima de la tropopausa tropical en Yangjiang. El "Snow White" posee la misma ventaja que el higrómetro criogénico de punto de escarcha en cuanto a las constantes de tiempo de respuesta que son mucho menores que las de los sensores de humedad en uso en la troposfera superior.

Es necesario que un operador cualificado pueda reconocer cuándo la película del espejo pasa de la fase de agua a la de hielo (el "Snow White" ha de volarse también con un buen sensor de humedad operativo). Asimismo, el operador debe poder detectar los posibles

tipos de fallas (por ejemplo, cuándo el espejo pierde su película de hielo) en la troposfera media y superior. Determinar el momento en que la contaminación ha alterado las mediciones del higrómetro es una competencia necesaria tanto para el "Snow White" como para el higrómetro criogénico de punto de escarcha.

Los dos higrómetros de espejo enfriado poseen la ventaja respecto de los sensores operativos de la humedad relativa de ser sensibles en la troposfera superior y la estratosfera inferior hasta temperaturas muy bajas, siempre que se reconozcan y excluyan las mediciones contaminadas. Las mediciones de estos higrómetros tampoco presentan diferencias significativas entre el día y la noche en el rendimiento. Por consiguiente, como patrones de referencia, sus mediciones han demostrado ser el mejor método para detectar tales diferencias. Las comparaciones con las mediciones por espejo enfriado han posibilitado la elaboración de procedimientos de corrección o modificaciones en los procedimientos de funcionamiento con el fin de realizar mediciones operacionales de mejor calidad en la troposfera media y superior.

Los sensores en conductos no son el mejor método de observación de la estructura de la humedad relativa de la lluvia y nubes bajas, de modo que no es prudente tratar espejos enfriados como más fiables que los mejores sensores de radiosonda operacionales en la troposfera inferior.

#### 12.5.6 **Exposición**

Durante el ascenso de las radiosondas es normal que se produzcan variaciones rápidas de la humedad relativa, superiores al 25%. La medición exacta de esas variaciones es importante para algunos usuarios. Sin embargo, para efectuar las mediciones con exactitud habrá que ventilar bien el sensor de humedad relativa, que también deberá quedar protegido, en la medida de lo posible, de la deposición de agua o hielo en su superficie o en sus soportes, y del calentamiento solar.

Por consiguiente, los sensores de humedad relativa de menor tamaño, como por ejemplo los condensadores de película delgada, se instalan en un soporte externo. El sensor podrá cubrirse con una pequeña tapa protectora, o se podrán calentar los sensores periódicamente para eliminar la contaminación por agua o hielo de las nubes o de la niebla. El diseño de la tapa resulta crucial, y será esencial asegurarse de que permite la ventilación del sensor de humedad durante el ascenso de la radiosonda.

Los sensores de mayor tamaño solían instalarse en un conducto interno o en un gran ducto protector en la parte superior o lateral del cuerpo de la radiosonda. El diseño del ducto debería comprobarse para tener la seguridad de que el aire que penetra en él garantiza una ventilación adecuada en el sensor durante el ascenso. El ducto debería estar también concebido de manera que el hielo o el agua de las nubes o de fuertes precipitaciones pueda eliminarse con la mayor rapidez posible. El conducto tendría que proteger el sensor de la radiación solar incidente y no debería permitir una retrodispersión apreciable de la radiación solar en el sensor. Hay que tener especial cuidado en el diseño del ducto si se desea evitar la contaminación de las nubes en los niveles superiores.

Las cubiertas protectoras o los revestimientos del conducto no deberían ser higroscópicos. A modo de ejemplo, véanse los tubos de entrada de acero inoxidable utilizados por los higrómetros criogénicos de punto de escarcha o los engastes de los sensores aluminizados de algunas radiosondas operativas.

#### 12.5.7 **Errores relacionados con la humedad relativa**

En OMM (2015) se examinan detalladamente los errores de los tipos de radiosonda antiguos de uso generalizado en el período comprendido entre 1980 y 2000.

### 12.5.7.1 **Consideraciones generales**

Los sensores operativos de humedad relativa han mejorado considerablemente en comparación con los sensores en funcionamiento antes de la década de 1980, sobre todo a bajas temperaturas en la troposfera media y superior. En la mayoría de los primeros sistemas de radiosonda no se comunicaban las observaciones de la humedad relativa a temperaturas inferiores a  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ , y el uso de los informes sobre la humedad relativa a tales temperaturas no fue significativo hasta cerca del año 2000.

La evaluación operativa en tiempo real de mediciones de la humedad relativa por radiosonda por los usuarios no es muy frecuente, y han de desarrollarse métodos a fin de suministrar información sobre el rendimiento de la calibración de los sensores a los fabricantes. Por ejemplo, podrían facilitarse registros sobre la humedad relativa comunicada cuando se sabe que la radiosonda atraviesa nubes bajas, o emitirse estadísticas de las verificaciones en tierra antes del vuelo. Cuando se ponen a prueba radiosondas, no debería darse por supuesto que la incertidumbre en las mediciones es la misma para todas las franjas de humedad relativa. En la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad (OMM, 2011b), se siguió observando un rendimiento no uniforme en todo el rango de humedad relativa de muchos sistemas. No obstante, hoy en día, los mejores sistemas son más uniformes en todo el rango de humedad relativa que la observada a inicios de la serie de comparación de radiosondas de la OMM en 1984. Durante la fabricación, es frecuente que la calibración de los distintos sensores se realice solo en unos pocos puntos (menos de tres) prefijados de humedad relativa, y tal vez solo a una temperatura (véase, por ejemplo, Wade, 1995). En muchos casos, la dependencia de la temperatura con respecto a la calibración del sensor no es verificada individualmente, o lo es por series, pero también en este caso se supone que sigue unas curvas determinadas en un número de pruebas limitado. Las calibraciones de los sensores varían frecuentemente en varios puntos porcentuales de humedad relativa de una serie a otra, como puede verse en las mediciones en nubes de niveles bajos (Nash y otros, 1995). Ello puede deberse a procedimientos de calibración erróneos durante la fabricación. Por ejemplo, el rendimiento real del sensor en determinada serie puede diferir de las curvas de calibración normalizadas ajustadas a las verificaciones de humedad previamente fijadas. Por otra parte, ello podría deberse a la variación entre series en la estabilidad de los sensores durante el almacenamiento. Además, en algunos condensadores de película delgada, el espesor de la película no siempre es el mismo, de modo que a veces los sensores más gruesos son bastante insensibles a las variaciones de la humedad a bajas temperaturas mientras que, en las mismas condiciones, la mayoría de los sensores del mismo tipo responden adecuadamente.

En las secciones siguientes, se examinan errores para temperaturas superiores a  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ , en las que se esperaba un funcionamiento fiable por parte de sensores antiguos y modernos. Antes de 1990, la mayoría de las radiosondas en funcionamiento tenían problemas significativos con las mediciones a temperaturas inferiores a  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Por consiguiente, solo se tienen en cuenta los errores de los tipos de sensor más modernos para franjas de temperatura de entre  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ , en las que dichos sensores funcionan con más fiabilidad, y luego para temperaturas de entre  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ , en las que solo los sensores de humedad relativa más modernos responderían con suficiente rapidez para realizar mediciones útiles. El análisis se divide luego en el rendimiento diurno y nocturno. Las mediciones nocturnas no serán necesariamente más fiables que las diurnas porque, en muchos casos, parece haber mayor posibilidad de contaminación alrededor del sensor durante la noche si su ventilación es escasa, mientras que el calentamiento solar del entorno del sensor elimina más contaminación de día o genera un error sistemático bajo compensatorio en la humedad diurna.

La presión del vapor de agua se obtiene multiplicando la tensión de saturación del vapor calculada a partir de la temperatura de la radiosonda por el valor de la humedad relativa medido por la radiosonda. Si la temperatura del sensor de humedad relativa no corresponde a la temperatura comunicada por la radiosonda, el vapor de agua comunicado (y, por ende, cualquier punto de rocío obtenido) será erróneo. En una región de la troposfera donde la temperatura disminuye con la altura, la temperatura del sensor de humedad será mayor que la temperatura del aire comunicada. Si la temperatura del sensor de humedad es superior a la temperatura verdadera en  $0,5\text{ K}$  a una temperatura próxima a  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ , la humedad relativa comunicada por el sensor será un 97% de la humedad relativa verdadera, lo que dará un error



del -1,5% para una humedad relativa del 50%. A medida que disminuye la temperatura hasta -10 °C, y luego hasta -30 °C, la misma inercia térmica del sensor hace que la humedad relativa comunicada descienda hasta el 96%, y luego hasta el 95% del valor verdadero.

Los errores sistemáticos en las mediciones de humedad relativa pueden deberse a cambios en la calibración durante el almacenamiento. Ello puede obedecer simplemente al envejecimiento del sensor o a la acumulación de contaminación química, cuando la contaminación ocupa lugares que normalmente estarían abiertos para moléculas de vapor de agua. La tasa de contaminación puede depender de los químicos utilizados en la fabricación del cuerpo de la radiosonda o el embalaje, y no puede darse por hecho que será la misma cuando la fabricación del cuerpo de la radiosonda o de las placas de circuito impreso cambie con el tiempo. Hay que seguir paso a paso las instrucciones del fabricante relativas al almacenamiento de los sensores y los preparativos para utilizarlos. Por ejemplo, es fundamental realizar verificaciones en tierra con el sensor Vaisala RS92 antes del lanzamiento, ya que ello permite evitar cualquier acumulación de la contaminación química y, por consiguiente, errores sistemáticos bajos en las primeras fases del ascenso.

#### 12.5.7.2 ***Humedad relativa nocturna para temperaturas superiores a -20 °C***

En el cuadro 12.11 se resumen las diferencias sistemáticas en la humedad relativa a temperaturas superiores a -20 °C entre los sensores de uso más generalizado examinados durante la Comparación internacional de radiosondas de la OMM. Los resultados mostrados en el cuadro 12.11 se limitan a vuelos nocturnos con el fin de evitar las complicaciones provocadas por el calentamiento solar. En Nash y otros (1995) se proporcionan resultados más detallados sobre las primeras pruebas. De 1984 a 2000, el rendimiento del Vaisala RS80 A-Humicap se utilizó como referencia arbitraria para vincular las pruebas anteriores con la Comparación de radiosondas de la OMM. En pruebas más recientes efectuadas en Brasil y en Mauricio se ha utilizado también el higrómetro "Snow White" Meteolabor, de espejo enfriado, como patrón de trabajo. En la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China), se utilizaron mediciones del "Snow White" y del higrómetro criogénico de punto de escarcha, y el error sistemático en la referencia utilizada en esas pruebas se situaba probablemente en el rango de  $\pm 2\%$  para el intervalo de temperatura del cuadro 12.11.

En las comparaciones del cuadro 12.11, las constantes de tiempo de respuesta de la mayoría de los condensadores de película delgada y el higristor de carbón eran similares y lo suficientemente rápidas para evitar que se produjesen errores sistemáticos apreciables debidos a la respuesta lenta del sensor. La piel de tripa de vacuno puede responder razonablemente bien a las variaciones rápidas de la humedad relativa media en esas temperaturas. Sin embargo, la lentísima respuesta del sensor cuando hay mucha o poca humedad contribuye a las marcadas diferencias sistemáticas que se muestran en el cuadro 12.11: mediciones demasiado bajas en condiciones de humedad relativa alta y demasiado elevadas en condiciones de humedad relativa baja.

Los resultados citados relativos al higristor de carbón VIZ MKII revelan intervalos de incertidumbre muy amplios, sobre todo en condiciones de humedad muy bajas. Los resultados diferían en función de unas condiciones secas o generalmente muy húmedas (en especial ante la presencia de agua líquida en las nubes o precipitaciones). Al parecer, ello obedecía al hecho de que la calibración de este sensor de higristor más reciente también variaba cuando las condiciones eran muy húmedas (en las nubes), mostrando un error sistemático en seco apreciable en condiciones de humedad muy bajas. Los cambios propuestos en los algoritmos, sobre todo en condiciones de humedad baja, no se tradujeron en mejoras consecuentes en la calidad de la medición. La radiosonda LMS-6, sucesora del VIZ MKII, utiliza actualmente un sensor capacitivo. En el último decenio se han usado higristores de carbón en India y China.

Desde 2005, la mayoría de los sensores de humedad modernos muestran mayor estabilidad y protección frente a la contaminación debida al agua en las nubes (los efectos de la contaminación son por lo general cortos y no dan lugar a compensaciones permanentes durante el ascenso), así como mejor reproducibilidad de una serie a otra. Por eso, actualmente pueden combinarse los resultados de las condiciones secas y húmedas, salvo en caso de lluvias muy

**Cuadro 12.11 Diferencias sistemáticas, error de la sonda e incertidumbre ( $k = 2$ ) de las mediciones de la humedad relativa realizadas por radiosonda, en funcionamiento nocturno, para temperaturas superiores a  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$**

Sensor de humedad Humedad relativa (en %)	Error sistemático (% de humedad relativa)			Error de la sonda			Incertidumbre ( $k = 2$ )		
	80-90	40-60	10-20	80-90	40-60	10-20	80-90	40-60	10-20
Piel de tripa de vacuno, MRZ (Federación de Rusia) y RS3 (Reino Unido) <sup>a</sup>	-8	-1	9	12	18	16	20	19	25
Higristor de carbón, VIZ MKII (Estados Unidos)	4 a 10	-4 a 4	-20 a 10	10	4 a 16	6 a 20	14 a 20	4 a 20	6 a 40
Condensador gemelo de película delgada, Vaisala RS92 (Finlandia)	1±2 <sup>d</sup>	0±2	0±2	3	5	3	3 a 6	5 a 8	3 a 5
Condensador de película delgada, utilizado en LMS-6 <sup>b</sup> (Estados Unidos)	-1±2	1±3	2±2	3	5	3	4 a 6	6 a 9	5 a 9
Otros condensadores de película delgada <sup>c</sup>	3±2	6±3	2±2	4	5	3	5 a 9	8 a 14	3 a 7
Snow White, Meteolabor (Suiza)	-1	-1	-1	4	5	3	5	6	4
Higristor criogénico de punto de escarcha (Estados Unidos/Alemania)	4 <sup>e</sup>	3 <sup>e</sup>	0	8	7	2	13	10	2

Notas:

- a En el análisis solo se utilizaron datos de condiciones secas.
- b Utiliza el sensor E+E Elektronik de Austria.
- c Resumen de la gama de resultados de otros sistemas de radiosonda sin mayores fallas de diseño en la comparación efectuada en Yangjiang (OMM, 2011b). Véase OMM (2015) para mayor información sobre los distintos tipos de radiosonda utilizados en Yangjiang.
- d Utiliza información de Miloshevich y otros (2009), así como otras pruebas de la OMM y Reino Unido.
- e En OMM (2011b), el higristor criogénico de punto de escarcha parecía presentar un error sistemático positivo en niveles bajos, similar a la situación observada en Miloshevich y otros (2009).

intensas cuando ningún sistema funciona con fiabilidad. Por lo tanto, por lo que respecta a los mejores tipos de sensor, las incertidumbres ( $k = 2$ ) en el intervalo del 5% al 10% parecen alcanzables en todo el rango de humedad relativa.

### 12.5.7.3 Humedad relativa diurna para temperaturas superiores a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$

En el cuadro 12.12 se ofrece un resumen de las diferencias sistemáticas diurnas, el error de la sonda y la incertidumbre de las mediciones de la humedad relativa realizadas por radiosonda para temperaturas superiores a  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ . En el cuadro solo se incluye información sobre los diseños de sensores de humedad modernos.



**Cuadro 12.12. Diferencias sistemáticas, error de la sonda e incertidumbre ( $k = 2$ ) de las mediciones de la humedad relativa realizadas por radiosonda, de día, para temperaturas superiores a  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$**

Sensor de humedad	Error sistemático (% de humedad relativa)			Error de la sonda			Incertidumbre ( $k = 2$ )		
	80-90	40-60	10-20	80-90	40-60	10-20	80-90	40-60	10-20
Higristor de carbón, VIZ MKII (Estados Unidos)	$-2\pm 4$	$-3\pm 6$	$0\pm 10$	7	7	10	7-13	7-16	10-20
Condensador gemelo de película delgada, Vaisala RS92 (Finlandia)	$-9\pm 2^c$			4	4	2	11-15		
	$-3\pm 2^d$	$-3\pm 2^d$	$-1\pm 2^d$	4	4	2	5-9	5-9	3-5
	$1\pm 2^e$	$0\pm 2^e$	$-1\pm 2^e$	4	4	2	5-7	4-6	3-5
Condensador de película delgada, LMS-6 <sup>a</sup> (Estados Unidos)	$-3\pm 2$	$0\pm 3$	$0\pm 2$	4	4	2	7-9	4-7	2-4
Otros condensadores de película delgada <sup>b</sup>	$1\pm 2$	$2\pm 2$	$0\pm 2$	4	4	3	4-7	4-8	3-5
Snow White, Meteolabor (Suiza)	-1	-1	-1	4	8	4	5	9	5
Higristor criogénico de punto de escarcha (Estados Unidos/Alemania)	1	1	0	8	8	2	9	9	2

## Notas:

- a Utiliza el sensor E+E Elektronik de Austria.
- b Resumen de la gama de resultados de otros sistemas de radiosonda sin mayores fallas de diseño en la comparación efectuada en Yangjiang (OMM, 2011b). Véase OMM (2015) para mayor información sobre los distintos tipos de radiosonda utilizados en Yangjiang.
- c Versión original del Vaisala RS92 con una placa de circuito impreso pelada como parte del soporte para sensores de humedad relativa; valores para trópicos extraídos de Vömel y otros (2007b).
- d Vaisala RS92 con soportes totalmente aluminizados, sin corrección para el calentamiento solar (OMM, 2006a).
- e Vaisala RS92 con soportes totalmente aluminizados y con corrección para el calentamiento solar, en los trópicos (OMM, 2011b).

Una comparación que utiliza observaciones de teledetección desde un mismo emplazamiento (radiómetros de microondas o vapor de agua con GPS) ha confirmado que hay una diferencia entre el día y la noche en las mediciones de humedad relativa de las radiosondas modernas (véanse ejemplos en Turner y otros, 2003, y OMM, 2006a y 2011b). Esa diferencia puede estimarse también de forma independiente a partir de comparaciones con el higrómetro "Snow White", ya que sus mediciones son relativamente coherentes con el régimen diurno y nocturno a temperaturas superiores a  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

En 2006, la situación con el Vaisala RS92 evolucionó cuando los importantes adelantos en los diseños de soportes de sensores provocaron cambios en el rendimiento de las mediciones diurnas. Las versiones anteriores tenían una placa de circuito impreso pelada como parte de los soportes del sensor. Dichos soportes se calentaban mucho más que las superficies aluminizadas y, en consecuencia, provocaban un mayor calentamiento del aire que pasaba por los sensores de humedad. Se admitió que esto planteaba un problema y, para cuando se realizó la Comparación de radiosondas de la OMM en Mauricio (OMM, 2006a), los soportes del sensor ya se habían aluminizado por completo, arrojando los resultados que corresponden a la nota d del cuadro 12.12. Por lo tanto, las mediciones comunicadas por Vömel y otros (2007b), realizadas con la versión original RS92 (nota c), muestran errores sistemáticos en seco mayores que los observados en Mauricio. La aluminización no eliminó el problema relativo al calentamiento solar, pero sí permitió reducir la magnitud del efecto. Como puede observarse, ello representa el

principal avance hacia la reducción de la incertidumbre en las mediciones de la humedad relativa diurnas realizadas por el Vaisala a temperaturas elevadas. En la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China) (OMM, 2011b), se utilizó un programa informático para corregir el error sistemático negativo diurno del calentamiento solar.

Por consiguiente, las mediciones diurnas obtenidas con el condensador gemelo de película delgada se optimizaron únicamente después de que se introdujera a escala mundial el programa informático utilizado en la comparación de Yangjiang, y la incertidumbre en las mediciones diurnas fue mucho más acusada que en las nocturnas hasta que se introdujeron cambios en los equipos y programas informáticos después de 2006.

No obstante, en general, las incertidumbres ( $k = 2$ ) para los mejores tipos de sensor en el intervalo del 5% al 10% parecen alcanzables en todo el rango de la humedad relativa, y las diferencias entre el día y la noche en el error sistemático no suelen ser apreciables en este intervalo de temperatura.

#### 12.5.7.4 ***Humedad relativa nocturna para temperaturas entre $-20\text{ °C}$ y $-50\text{ °C}$***

En el cuadro 12.13 se ofrece un resumen de las diferencias sistemáticas entre el día y la noche, el error de la sonda y la incertidumbre de las mediciones de la humedad relativa realizadas por radiosonda para temperaturas de entre  $-20\text{ °C}$  y  $-50\text{ °C}$ . En la mayoría de los sistemas de radiosonda diseñados antes del año 2000, el rendimiento del sensor de la humedad relativa dependía generalmente de las condiciones experimentadas anteriormente en el vuelo, de manera que los valores obtenidos en pruebas anteriores en ese intervalo de temperatura no eran muy reproducibles, aun cuando se excluían nubes espesas y precipitaciones, que no se tienen en cuenta en la presente.

Si bien el condensador gemelo de película delgada y el condensador LMS presentaron pequeños errores sistemáticos, esto no ocurrió con los demás tipos de radiosonda en Yangjiang, donde una ventilación escasa del sensor bajo la tapa protectora dio lugar a un error sistemático positivo mayor en las mediciones en condiciones de humedad relativa alta y media. En Yangjiang, no todos los sensores de humedad lograron presentar incertidumbres ( $k = 2$ ) en el rango del 5% al 10% de humedad relativa en las condiciones de humedad experimentadas en ese intervalo de temperatura.

#### 12.5.7.5 ***Humedad relativa diurna para temperaturas entre $-20\text{ °C}$ y $-50\text{ °C}$***

En el cuadro 12.14 se ofrece un resumen de las diferencias sistemáticas, el error de la sonda y la incertidumbre de las mediciones de la humedad relativa diurnas realizadas por radiosonda para temperaturas de entre  $-20\text{ °C}$  y  $-50\text{ °C}$ .

Los errores sistemáticos en las mediciones del condensador gemelo de película delgada realizadas de día mostraban mayores errores sistemáticos negativos que los que figuran en el cuadro 12.12 a temperaturas más elevadas. Por consiguiente, no fue sino a partir de 2011 que se eliminaron los errores sistemáticos en seco erróneos de las mediciones del condensador gemelo de película delgada realizadas de día y, en estas mediciones, las grandes incertidumbres se redujeron a los valores observados de noche que se indican en el cuadro 12.13.

De día, los demás sensores empleados en la prueba de Yangjiang no presentaron errores sistemáticos positivos apreciables con respecto a los observados de noche con el condensador LMS (cuadro 12.13). Sin embargo, en esta franja de temperatura diurna fue más difícil garantizar que las radiosondas operativas fuesen capaces de medir con una incertidumbre ( $k = 2$ ) de entre el 5% y el 10% en todas las condiciones.

Dos de los sistemas de radiosonda utilizados en Yangjiang presentaban errores de la sonda muy importantes, tanto de día como de noche, debido a problemas con el diseño del sensor, y otro sistema mostraba errores de la sonda apreciables solo durante el día, debido al mal

**Cuadro 12.13. Diferencias sistemáticas, error de la sonda e incertidumbre ( $k = 2$ ) de las mediciones de humedad relativa realizadas por radiosonda, en funcionamiento nocturno, para temperaturas de entre  $-20\text{ °C}$  y  $-50\text{ °C}$**

Sensor de humedad (en %)	Error sistemático (% de humedad relativa)			Error de la sonda			Incertidumbre ( $k = 2$ )		
	60-80	40-60	10-20	60-80	40-60	10-20	60-80	40-60	10-20
Higristor de carbón, VIZ MKII (Estados Unidos) <sup>a</sup>	-5 a 0	-10 a -4	-20 a 10	10	8	7	10 a 15	12 a 18	17 a 27
Condensador gemelo de película delgada, Vaisala RS92 (Finlandia)	1±3 <sup>d</sup>	0±3	0±2	6	6	4	6 a 10	6 a 9	4 a 6
Condensador de película delgada, utilizado en LMS-6 <sup>b</sup> (Estados Unidos)	-1±2	1±3	2±2	6	6	4	6 a 9	6 a 10	4 a 8
Otros condensadores de película delgada <sup>c</sup>	3±10	7±8	4±4	6	8	4	6 a 19	8 a 23	4 a 8
Snow White, Meteolabor (Suiza)	-2	-1	3	6	8	4	8	9	7
Higristor criogénico de punto de escarcha (Estados Unidos/ Alemania)	2	1	0	5	5	5	7	6	5

Notas:

- a En el análisis solo se utilizaron datos de condiciones secas.
- b Utiliza el sensor E+E Elektronik de Austria.
- c Resumen de la gama de resultados de otros sistemas de radiosonda con errores de la sonda bajos en la comparación efectuada en Yangjiang (OMM, 2011b). Véase OMM (2015) para mayor información sobre los distintos tipos de radiosonda utilizados en Yangjiang.
- d Utiliza información de Miloshevich y otros (2009), así como otras pruebas de la OMM y el Reino Unido.

posicionamiento del sensor de humedad. Por eso, obtener un buen rendimiento en este intervalo exige un número considerable de pruebas y la eliminación de problemas en el diseño que no necesariamente afectan demasiado a las mediciones a temperaturas más elevadas (véase OMM, 2015).

#### 12.5.7.6 **Humedad relativa nocturna para temperaturas entre $-50\text{ °C}$ y $-70\text{ °C}$**

En el cuadro 12.15 se muestran las diferencias sistemáticas, el error de la sonda y la incertidumbre ( $k = 2$ ) en las mediciones realizadas de noche a temperaturas entre  $-50\text{ °C}$  y  $-70\text{ °C}$ , solamente para sensores modernos. Estos sensores y sistemas de detección difieren en cuanto a la constante de tiempo de respuesta. Todos tienen constantes de tiempo más prolongadas que óptimas en la troposfera superior y estratosfera inferior en los trópicos, algunas de las cuales se lentifican a  $-60\text{ °C}$  y otras a  $-80\text{ °C}$ . Los higrómetros de espejo enfriado pueden funcionar con razonable rapidez en estas temperaturas bajas y, por consiguiente, han podido demostrar la velocidad de respuesta de los sensores operacionales.

Los errores de la sonda del cuadro 12.15 a  $-60\text{ °C}$  suelen duplicar prácticamente los de temperaturas superiores a  $-20\text{ °C}$  del cuadro 12.11, con la excepción del higrómetro criogénico de punto de escarcha con más mediciones reproducibles en niveles superiores que en la troposfera inferior. La referencia utilizada en el cuadro 12.15 para errores sistemáticos no puede expresarse mejor que a  $\pm 4\%$ , ya que todos los sensores, incluido el higrómetro criogénico de

**Cuadro 12.14. Diferencias sistemáticas, error de la sonda e incertidumbre ( $k = 2$ ) de las mediciones de humedad relativa realizadas por radiosonda durante el día para temperaturas entre  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$**

Sensor de humedad	Error sistemático (% de humedad relativa)			Error de la sonda			Incertidumbre ( $k = 2$ )		
	60-80	40-60	10-20	60-80	40-60	10-20	60-80	40-60	10-20
Higristor de carbón, VIZ MKII (Estados Unidos) <sup>a</sup>	-8	-9	$\pm 10$	10	8	7	18	17	7-17
Condensador gemelo de película delgada, Vaisala RS92 (Finlandia)	$-16\pm 4^d$	$-5\pm 2^e$	$-3\pm 2^e$	6	4	2	16-24	7-11	3-7
Condensador de película delgada, utilizado en LMS-6 <sup>b</sup> (Estados Unidos)	$2\pm 2^f$	$3\pm 2^f$	$-1\pm 2^f$	6	4	2	6-10	5-9	2-5
Otros condensadores de película delgada <sup>c</sup>	$-2\pm 2$	$-3\pm 3$	$0\pm 2$	6	8	2	6-10	8-14	2-6
Snow White, Meteolabor (Suiza)	$-3\pm 2$	$0\pm 3$	$1\pm 3$	7	6	4	7-12	6-9	4-8
Higristor criogénico de punto de escarcha (Estados Unidos/Alemania)	0	1	1	6	8	4	8	9	7
	2	1	0	5	5	5	7	6	5

## Notas:

- a En el análisis solo se utilizaron datos de condiciones secas.
- b Utiliza el sensor E+E Elektronik de Austria.
- c Resumen de la gama de resultados de otros sistemas de radiosonda con errores de la sonda bajos en la comparación efectuada en Yangjiang (OMM, 2011b). Véase OMM (2015) para mayor información sobre los distintos tipos de radiosonda utilizados en Yangjiang.
- d Versión original del Vaisala RS92 con una placa de circuito impreso pelada como parte del soporte para sensores de humedad relativa; valores para trópicos extraídos de Vömel y otros (2007b).
- e Vaisala RS92 con soportes totalmente aluminizados, sin corrección para el calentamiento solar (OMM, 2006a).
- f Vaisala RS92 con soportes totalmente aluminizados y con corrección para el calentamiento solar, en los trópicos (OMM, 2011b).

punto de escarcha (debido a la posible contaminación) tienen limitaciones. Las correcciones de la constante de tiempo de respuesta aplicadas al Vaisala RS92 en 2011 solo modificaron el error sistemático en  $+0,5\%$  de humedad relativa en el rango de humedad relativa del 40% al 60% y  $-1,2\%$  de humedad relativa en el intervalo del 20% al 40%. Al analizar los resultados de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, algunos vuelos con higrómetros criogénicos de punto de escarcha y el Snow White tuvieron que eliminarse en razón de unos problemas técnicos. Cabe recordar que los errores sistemáticos del cuadro 12.15 son diferencias directas de humedad relativa y no se presentan como una razón del porcentaje de la humedad relativa medida.

Del cuadro 12.15 se desprende que probablemente solo dos sistemas de radiosonda pudieron proporcionar mediciones de la humedad relativa con incertidumbre en el rango del 6% al 12%, de noche y a temperaturas de entre  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ , con o sin nubes. En OMM (2015) se señala que otros cuatro estuvieron en condiciones de proporcionar mediciones en el rango del 10% al 20%.

En condiciones de humedad muy baja en la estratosfera, el error de la sonda previsto del higrómetro criogénico de punto de escarcha es aproximadamente del 2% cuando se mide el 10% de humedad relativa, y el 0,4% cuando se mide el 2% de humedad relativa; en cambio,

**Cuadro 12.15. Diferencias sistemáticas, error de la sonda e incertidumbre ( $k = 2$ ) de las mediciones de humedad relativa realizadas por radiosonda, en funcionamiento nocturno, para temperaturas entre  $-50\text{ °C}$  y  $-70\text{ °C}$  en la troposfera**

Sensor de humedad	Error sistemático (% de humedad relativa)		Error de la sonda		Incertidumbre ( $k = 2$ )	
	40-60	20-40	40-60	20-40	40-60	20-40
<i>Humedad relativa (en %)</i>						
Condensador gemelo de película delgada, Vaisala RS92 (Finlandia)	0±4 <sup>c</sup>	1±3	7	4	7-11	4-8
Condensador de película delgada, utilizado en LMS-6 <sup>a</sup> (Estados Unidos)	1±4	-1±3	12	14	12-17	14-18
Otros condensadores de película delgada <sup>b</sup>	4±6	5±4	12±8	12±8	6-30	5-29
Snow White, Meteolabor (Suiza)	-3±3	-2	9	8	9-15	10
Higristor criogénico de punto de escarcha (Estados Unidos/ Alemania)	2	2	5	3	7	5

Notas:

- a Utiliza el sensor E+E Elektronik de Austria.
- b Resumen de la gama de resultados de otros sistemas de radiosonda en funcionamiento, de la comparación efectuada en Yangjiang (OMM, 2011b). Véase OMM (2015) para mayor información sobre los distintos tipos de radiosonda utilizados en Yangjiang.
- c Utiliza información de Miloshevich y otros (2009), así como otras pruebas de la OMM y Reino Unido.

los errores de radiosondas operativas obtendrán los valores citados en el cuadro 12.15 y, por lo tanto, no son adecuados para las mediciones estratosféricas, en las que fracciones de un 1% de humedad relativa cambiarían de manera apreciable la razón de mezcla del vapor de agua comunicada.

#### 12.5.7.7 **Humedad relativa diurna para temperaturas entre $-50\text{ °C}$ y $-70\text{ °C}$**

En el cuadro 12.16 se muestran las diferencias sistemáticas, los errores de la sonda y la incertidumbre ( $k = 2$ ) para mediciones de la humedad durante el día centradas en una temperatura de  $-60\text{ °C}$ . Los errores de la sonda obtenidos durante el día fueron similares o ligeramente más pequeños que los errores de la sonda por la noche. Por lo tanto, se compensó cualquier aumento en el error de la sonda para el calentamiento solar con una disminución en algunas de las otras fuentes de error durante la noche, como la contaminación. Al parecer, las estructuras en la vertical fueron similares entre el día y la noche, pero es probable que los errores de la constante de tiempo de respuesta fuesen mayores durante la noche, lo que podría haber afectado a la diferencia en los errores de la sonda entre el día y la noche.

El sistema con el error sistemático negativo más marcado durante el día fue el Vaisala RS92 en su versión original. Los sensores de temperatura se calentaron directamente por calentamiento solar del sensor de humedad y por el aire que calientan las superficies de cobre peladas en los soportes cerca del sensor que luego pasa al sensor. Los demás sistemas tienen mayormente cubiertas aluminizadas, de manera que el calentamiento solar directo no es el problema principal. No obstante, el aire calentado que atraviesa los soportes y el plástico no afecta a la temperatura del sensor de humedad. Algunos fabricantes, como Lockheed Martin Sippican e InterMet, miden la temperatura del sensor de humedad con un sensor específico. En la mayoría de las

**Cuadro 12.16. Diferencias sistemáticas, error de la sonda e incertidumbre ( $k = 2$ ) de las mediciones de humedad relativa realizadas por radiosonda durante el día para temperaturas entre  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$  en la troposfera**

Sensor de humedad	Error sistemático (% de humedad relativa)		Error de la sonda		Incertidumbre ( $k = 2$ )	
	40-60	20-40	40-60	20-40	40-60	20-40
<i>Humedad relativa (% RH)</i>						
Condensador gemelo de película delgada, Vaisala RS92 (Finlandia)	$-22\pm 4^c$ $-12\pm 3^d$ $3\pm 3^e$	$-14\pm 4$ $-7\pm 3$ $0\pm 3$	5 5 5	3 3 3	23-31 14-20 5-11	13-21 7-13 3-6
Condensador de película delgada, utilizado en LMS-6 <sup>a</sup> (Estados Unidos)	$-4\pm 3$	$-3\pm 3$	8	10	9-15	10-16
Otros condensadores de película delgada <sup>b</sup>	$-2\pm 6$	$-1\pm 5$	$9\pm 3$	$11\pm 2$	6-20	9-19
Higristor criogénico de punto de escarcha (Estados Unidos/ Alemania)	2	1	5	5	7	6

Notas:

- a Utiliza el sensor E+E Elektronik de Austria.
- b Resumen de la gama de resultados de otros sistemas de radiosonda en funcionamiento, de la comparación efectuada en Yangjiang (OMM, 2011b). Véase OMM (2015) para mayor información sobre los distintos tipos de radiosonda utilizados en Yangjiang.
- c Versión original del Vaisala RS92 con una placa de circuito impreso pelada como parte del soporte para sensores de humedad relativa; valores para trópicos extraídos de Vömel y otros (2007b).
- d Vaisala RS92 con soportes totalmente aluminizados, sin corrección para el calentamiento solar (OMM, 2006a).
- e Vaisala RS92 con soportes totalmente aluminizados y con corrección para el calentamiento solar (OMM, 2011b).

pruebas efectuadas recientemente, el Vaisala RS92 tenía una corrección de la programación para el calentamiento, al igual que el sistema Graw (véase OMM, 2011b, anexo D). Los valores comunicados en las nubes a temperaturas muy bajas para ambos sistemas parecían más elevados durante el día que durante la noche, y mucho más elevados que lo mostrado por el "Snow White" o el higrómetro criogénico de punto de escarcha. Así pues, a estas alturas es probable que las correcciones aplicadas a las radiosondas operacionales contengan errores, sobre todo cuando hay nubes, a pesar de que las correcciones probablemente aproximan el error sistemático a valores correctos, en comparación con las mediciones sin corrección (véanse los resultados del Vaisala).

Del cuadro 12.16 se desprende que, en 2011, probablemente solo dos sistemas de radiosonda podían proporcionar mediciones de la humedad relativa con una incertidumbre en el rango del 6% al 12% durante el día, a temperaturas de entre  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ , con o sin nubes (dado que el condensador gemelo de película delgada tenía el conjunto completo de correcciones utilizado en Yangjiang). En OMM (2015) se indican otros cuatro que pueden proporcionar mediciones en el rango de incertidumbre del 10% al 20%.

La mayoría de los datos de la prueba utilizados para los cuadros 12.15 y 12.16 se obtuvieron en los trópicos, donde el rango de temperatura centrada en  $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$  puede ser 4 km más alta que en latitudes más elevadas (véase la figura 12.2). Cabe esperar que los errores sistemáticos para el error de calentamiento de una temperatura dada tengan un rango de valores, con errores sistemáticos negativos más bajos respecto al funcionamiento en latitudes medias con nubosidad en presiones más elevadas, y errores sistemáticos negativos apreciables con respecto a las operaciones en latitudes tropicales en condiciones despejadas.

### 12.5.7.8 **Humectación o engelamiento en las nubes**

La mayoría de los sensores modernos pueden contaminarse cuando atraviesan nubes, pero normalmente los principales efectos de los errores sistemáticos positivos son cortos y la contaminación disminuye o, en el condensador gemelo de película delgada, es eliminado por impulsos de calor en el siguiente ciclo de calentamiento del sensor. El engelamiento en las nubes puede ocurrir a temperaturas muy inferiores a  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; es probable que esto no disminuya tan rápidamente como la contaminación en la troposfera inferior.

### 12.5.7.9 **Cuestiones de representatividad**

En OMM (2015) se examinan las cuestiones de representatividad.

## 12.6 **EQUIPO DE LA ESTACIÓN TERRESTRE**

### 12.6.1 **Características generales**

El diseño detallado del equipo terrestre de una estación de radiosonda dependerá del tipo de radiosonda que se utilice. Sin embargo, la estación de tierra contendrá siempre los elementos siguientes:

- a) una antena y un receptor radioeléctrico para recibir las señales procedentes de la radiosonda;
- b) un equipo para descodificar las señales de la radiosonda y convertirlas en unidades meteorológicas;
- c) un equipo para presentar las mediciones meteorológicas al operador de manera que puedan transmitirse a los usuarios los mensajes requeridos.

En caso necesario, es posible agregar otros elementos de equipo para las mediciones de viento (por ejemplo, una interfaz de radar, y seguidores LORAN-C o GPS).

La señal de salida del descodificador debería introducirse generalmente en un ordenador para almacenar y posteriormente tratar y corregir los datos.

Los sistemas modernos de estaciones de tierra pueden comprarse como equipo completo de determinado fabricante, o bien instalarse a partir de distintos módulos procedentes de diversas fuentes. Si la asistencia de mantenimiento va a estar principalmente a cargo del fabricante o de sus agentes, y no de los operadores, tal vez convenga optar por un sistema integrado. Un sistema compuesto de varios módulos puede adaptarse más fácilmente a diferentes tipos de radiosonda. Esto puede conseguirse agregando descodificadores apropiados, sin el costo adicional de tener que comprar el resto del sistema terrestre integrado ofrecido por cada fabricante. El tipo de sistema modular puede ser la opción preferida para los operadores que disponen de su propia capacidad técnica y de apoyo informático, independiente de un determinado fabricante de radiosondas. Los sistemas contruidos mediante módulos han suscitado problemas en los 10 últimos años, debido a la complejidad de su comprobación y a los problemas que plantea la adaptación de la programación de corrección estándar del fabricante para usos no tipificados mediante un sistema de procesamiento diferente.

Nota: La electrónica moderna avanza tan rápidamente que a los fabricantes les resulta difícil proporcionar todo el apoyo que pudiera necesitar un sistema integrado determinado durante un período mayor de 10 o 15 años. Por eso, al planificar los gastos a largo plazo deberían considerarse unos ciclos de sustitución de unos 10 años para los sistemas de tierra integrados.



## 12.6.2 Programas informáticos para el procesamiento de datos

Un programa informático adecuado para un sistema terrestre de radiosonda es mucho más complejo que el que se requiere meramente para evaluar, por ejemplo, alturas geopotenciales de niveles tipo a partir de datos exactos. Hay que rechazar las mediciones de mala calidad y elaborar procedimientos de interpolación para subsanar las pequeñas cantidades de datos que falten. Existe un riesgo enorme de que un programador que no esté realmente capacitado en la técnica de radiosondeo realice simplificaciones aparentemente válidas que puedan dar lugar a errores muy significativos en ciertas circunstancias. Por ejemplo, si la recepción desde la radiosonda es deficiente, será contraproducente permitir una interpolación excesiva de datos utilizando técnicas matemáticas que serán muy estables cuando la calidad de los datos es generalmente buena, pero resultarán inestables cuando la calidad de los datos sea generalmente mala. Un buen ejemplo de un algoritmo que puede llegar a ser inestable cuando la calidad de la señal es mala es la corrección de la constante de tiempo de respuesta utilizada por algunos fabricantes para la temperatura.

En el pasado, ciertos problemas de recepción de señal y errores de presión en las proximidades del lanzamiento se compensaban a veces ajustando el tiempo asociado con los datos entrantes. Puede que ello no cause errores apreciables en las mediciones comunicadas, pero puede imposibilitar casi enteramente la verificación del rendimiento del sensor de la radiosonda en pruebas comparativas.

Por consiguiente, resultará esencial utilizar los servicios de especialistas o asesores en materia de radiosondas para controlar todos los aspectos de la programación<sup>1</sup>. Para conseguir un programa informático adecuado serán necesarios, generalmente, los conocimientos especializados de un programador profesional. El programa abarcará los medios de visualización e interactivos que necesite el operador, y debe ser robusto, sin que falle fácilmente al ser utilizado por operadores inexpertos. En el pasado decenio se han necesitado al menos dos o tres años para desarrollar, en colaboración con las pruebas de los Servicios Meteorológicos Nacionales, la mayoría de los programas informáticos de los sistemas terrestres de radiosonda comerciales. Las pruebas fueron efectuadas por operadores y personal de pruebas muy cualificados, hasta que el programa tuvo un funcionamiento completamente fiable. Los operadores pudieron utilizar luego debidamente el programa del sistema de tierra sin necesitar una gran especialización informática.

Los programas del sistema de tierra deberían estar bien documentados, e incluir descripciones claras de los algoritmos utilizados<sup>2</sup>. El sistema global tendría que concebirse de manera que permita simulaciones de sondeos con fines de prueba y comparación. Se propone la utilización de conjuntos de una gama adecuada de registros de datos en bruto de la presión, la temperatura y la humedad para verificar la fiabilidad de los nuevos programas desarrollados. Los errores de programación constituyen con frecuencia factores limitadores de la exactitud de los informes de datos procedentes de los mejores tipos de radiosonda.

## 12.7 OPERACIONES DE RADIOSONDAS

### 12.7.1 Correcciones de control inmediatamente antes del uso

Se recomienda verificar siempre la exactitud de medición de la radiosonda en un entorno controlado antes de lanzarla. Esas verificaciones de control deberían hacerse cuando la radiosonda esté dispuesta para el vuelo y unos minutos antes de lanzarla, con objeto de no enviar radiosondas averiadas. Otro objetivo de dichas verificaciones es mejorar la exactitud mediante el ajuste de pequeñas variaciones en la calibración que pudieran haberse producido en el transporte de la radiosonda hasta el lugar del lanzamiento y durante el almacenamiento.

<sup>1</sup> Recomendación 2 (CIMO-XII), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

<sup>2</sup> Véase la Recomendación 2 (CIMO-XII).

Estas verificaciones de control han de realizarse en el interior. Pueden efectuarse en una cámara ventilada, con sensores de temperatura y humedad relativa de referencia de exactitud adecuada para atender las especificaciones del usuario. Luego puede verificarse la humedad relativa a humedad ambiente y a condiciones de humedad inferiores y superiores, en caso necesario. Si no se dispone de un psicrómetro de referencia, pueden generarse los niveles de humedad conocidos mediante soluciones salinas saturadas o mediante gel de sílice.

Las diferencias entre las mediciones por radiosonda y las lecturas de control pueden utilizarse para ajustar las curvas de calibración de los sensores antes del vuelo. Los sensores utilizados para controlar la radiosonda han de verificarse regularmente, a fin de evitar derivas a largo plazo en los errores de calibración. Con un ajuste adecuado del programa de calibración de la radiosonda se mejora generalmente, hasta cierto punto, la reproducibilidad de las mediciones de la radiosonda en vuelo. El tipo de ajuste necesario dependerá de las razones de la desviación de la calibración después de la calibración inicial durante la fabricación, y variarán según el tipo de radiosonda.

Si se observan grandes diferencias con relación a las mediciones de control, tal vez haya que rechazar la radiosonda, por no corresponder a la especificación del fabricante, y devolverla para que se sustituya. Al adquirir las radiosondas habrá que convenir con el fabricante las máximas diferencias tolerables en las verificaciones en tierra.

Es aconsejable controlar también el rendimiento de la radiosonda cuando se transporta al área de lanzamiento. Habría que comprobar igualmente los informes procedentes de la radiosonda por lo que respecta a la coherencia con las observaciones de superficie en la estación inmediatamente antes del lanzamiento.

En vista de la importancia de esta fase de la operación de las radiosondas, la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación recomienda que<sup>3</sup>:

- a) el rendimiento de los sensores de presión, temperatura y humedad relativa de las radiosondas debería verificarse en un entorno controlado, como una cabina de calibración o un equipo de comprobación de la línea de base antes de los lanzamientos;
- b) la comprobación de la línea de base tendría que efectuarse, en lo posible, de forma automática, a fin de eliminar la posibilidad de errores de los operadores;
- c) las observaciones de temperatura y humedad relativa en las estaciones inmediatamente antes de los lanzamientos se tendrían que verificar también, comparándolas con las observaciones normalizadas de temperatura y humedad relativa de superficie;
- d) los sensores utilizados como referencia deberían ser como mínimo tan exactos como los de la radiosonda, y calibrarse periódicamente con arreglo a las instrucciones del fabricante.

### 12.7.2 Métodos de despliegue

Las radiosondas son transportadas, generalmente, por globos, y se elevan a una velocidad comprendida entre 5 y 8 m s<sup>-1</sup>, según la especificación y las características del globo utilizado (véase el capítulo 8 de la parte II). Esas velocidades de ascenso permiten completar con puntualidad las mediciones: unos 40 minutos para alcanzar 16 km, y unos 90 minutos para llegar a altitudes superiores a 30 km, con lo que la información puede transmitirse rápidamente a los centros de predicción. Los diseños y el emplazamiento de los sensores de temperatura y humedad relativa en la radiosonda están destinados generalmente a proporcionar una ventilación adecuada para una velocidad de ascenso del orden de 6 m s<sup>-1</sup>. Las correcciones aplicadas a la temperatura para tener en cuenta los errores de calentamiento solar solo son válidas, por lo general, para las velocidades de ascenso especificadas.

<sup>3</sup> Recomendación 9 (CIMO-XI), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión (1994).

La radiosonda transmite información a una estación de tierra, que se encuentra generalmente en un lugar fijo. Sin embargo, con los avances de la tecnología moderna, los equipos de tierra de radiosonda totalmente automáticos tienen ahora muy pequeñas dimensiones, por lo que se despliegan fácilmente como sistemas móviles en barcos, o en pequeñas camionetas o remolques en tierra.

Las radiosondas descendentes lanzadas desde aeronaves de investigación utilizan paracaídas para reducir la velocidad de descenso. Los sensores de temperatura van instalados en el fondo de la radiosonda. Las velocidades de descenso son generalmente de unos  $12 \text{ m s}^{-1}$ , a fin de completar la medición de la radiosonda en 15 minutos aproximadamente. La elevada velocidad de descenso permite a una aeronave desplegar suficientes radiosondas descendentes con un espaciamiento en la horizontal apropiado para la investigación en mesoescala (menos de 50 km). Las transmisiones de la radiosonda descendente se reciben y procesan en la aeronave. Se están desarrollando sistemas que permitirán tomar y transmitir lecturas directas y funcionar automáticamente bajo el control del programa, y también se están elaborando sistemas para efectuar el despliegue de radiosondas descendentes mediante aeronaves sin piloto.

### 12.7.3 Procedimientos para el lanzamiento de radiosondas

Una vez preparada la radiosonda para el lanzamiento, deberían comprobarse las mediciones meteorológicas con las mediciones en superficie, bien en una cámara de calibración interna o en el exterior, comparándolas con observaciones de superficie en una garita ventilada. Esto es necesario porque la radiosonda puede haber sufrido daños durante el transporte desde la fábrica, podría haber fallos de fabricación, o podrían haberse producido cambios en las calibraciones del sensor durante el almacenamiento. Las radiosondas cuyas mediciones tengan errores superiores a los límites especificados en el contrato de compra deberían devolverse al fabricante, para que sean sustituidas.

Generalmente, las radiosondas se lanzan a mano o utilizando un medio auxiliar desde un hangar o abrigo. La complejidad del abrigo y de los procedimientos de lanzamiento dependerán del gas utilizado para inflar el globo (véase el capítulo 8 de la parte II), y de la fuerza y dirección de los vientos de superficie en el lugar. Incluso en este último decenio ha habido accidentes fatales en la red mundial de radiosondas debido al uso imprudente del gas hidrógeno. Los encargados de las estaciones de radiosondas que utilizan gas hidrógeno deben conocer los peligros de una explosión y garantizar que todo el personal esté debidamente informado y capacitado en el uso del hidrógeno. Es fundamental que el equipo utilizado para generar y almacenar hidrógeno se mantenga adecuadamente. No deberán utilizarse equipos defectuosos. El equipo de llenado de globos debe conectarse a tierra para evitar cualquier descarga estática.

En el lanzamiento con fuertes vientos se utilizan devanadores que permiten desplegar lentamente la cuerda de suspensión de la radiosonda una vez lanzada. Con vientos de superficie muy fuertes hacen falta devanadores que desenrollen la cuerda de suspensión a velocidades tan pequeñas como entre  $0,5$  y  $1 \text{ m s}^{-1}$ .

En el mercado existen sistemas de lanzamiento automático de radiosonda, que pueden suponer ahorros de costo en estaciones de radiosonda con personal dedicado exclusivamente a tales operaciones. En cambio, pueden no resultar adecuados en condiciones de gran exposición donde los vientos de superficie son, por lo general, muy fuertes.

Cuando los usuarios necesitan una estructura vertical exacta en la capa límite atmosférica, las observaciones en superficie incluidas en el informe de altitud deberían obtenerse en un lugar próximo al del lanzamiento de la radiosonda. El lugar de lanzamiento tendría que ser también representativo de las condiciones de la capa límite correspondientes a la red sinóptica de superficie en la zona. Es preferible que el operador (o sistema automático) haga la observación de superficie inmediatamente después de lanzar el globo, y no antes. El operador debería estar atento para introducir las observaciones de superficie en el sistema de tierra antes del lanzamiento, ya que las condiciones meteorológicas pueden variar si hay un retardo importante en la operación de lanzamiento (por ejemplo, cuando el globo estalla antes de lanzarlo o hay

demoras en el control del tránsito aéreo). Es de particular importancia asegurar que la medición de la presión de superficie que se introduce en el sistema terrestre sea exacta, en caso de que las mediciones de la presión del sistema de radiosonda se basen en la tecnología GPS.

La rapidez de la respuesta de los sensores de la radiosonda es tal que poner la radiosonda en condiciones antes del lanzamiento es menos crítico que en el pasado. Sin embargo, cuando llueva, será necesario proteger de algún modo los sensores de la radiosonda antes del lanzamiento.

#### 12.7.4 **Suspensión de la radiosonda durante el vuelo**

La radiosonda no debe suspenderse demasiado cerca del globo durante el vuelo, porque el globo es fuente de contaminación para las mediciones de temperatura y humedad relativa. A medida que asciende el globo, va quedando una estela de aire calentado durante el día, y algo enfriado durante la noche, por el contacto con la superficie del globo. Esa estela puede resultar también contaminada con vapor de agua procedente de la superficie del globo después del ascenso, al atravesar las nubes. La longitud de suspensión necesaria para que las mediciones por radiosonda no sufran una contaminación apreciable procedente de la estela del globo varía con la altitud máxima de observación. Ello se debe a que el calentamiento o enfriamiento de la estela del globo es más fuerte en las presiones más bajas. Una longitud de suspensión de 20 m puede ser suficiente para impedir errores apreciables en globos que ascienden solo hasta 20 km. Sin embargo, para los que llegan a 30 km o más es mejor utilizar una longitud de suspensión de unos 40 m (véase, por ejemplo, OMM, 1994).

Nota: Al estudiar la influencia de la estela del globo en las mediciones por radiosonda es esencial asegurarse de que los sensores de la radiosonda utilizados para la investigación tienen una exposición correcta. Los sensores han de instalarse de manera que sea imposible que el aire que haya estado en contacto con otras superficies de la radiosonda fluya sobre dichos sensores durante el ascenso. Las posibles fuentes de contaminación térmica o por vapor de agua en las radiosondas son las superficies internas de los conductos protectores, los soportes del sensor o las superficies externas del cuerpo de la radiosonda.

#### 12.7.5 **Seguridad pública**

El diseño de la radiosonda habrá de corresponder a la reglamentación vigente sobre la seguridad del tránsito aéreo en cuanto a tamaño, peso y densidad, con lo que la radiosonda no debería causar daños importantes en caso de colisión con una aeronave o de ser absorbida por el motor de esta. En muchos países, la autoridad nacional de tránsito aéreo publica reglamentos que rigen el uso de los globos en vuelo libre. Con frecuencia hay que registrar oficialmente ante las autoridades de control del tránsito aéreo los emplazamientos para el lanzamiento de globos. Tales lanzamientos podrán estar prohibidos o permitidos solo con la autorización expresa de los controladores del tránsito aéreo en ciertos lugares. Antes de establecer nuevas ubicaciones para el lanzamiento de globos habrá que cerciorarse de cuál es la situación con respecto a autorización de los vuelos.

En algunos países, los reglamentos de seguridad exigen que en la suspensión de la radiosonda vaya amarrado un paracaídas u otro medio de reducir la velocidad de descenso después de estallar el globo, con el fin de proteger a las personas en general frente a posibles daños. El paracaídas deberá reducir la velocidad de descenso cerca de la superficie a menos de unos  $6 \text{ m s}^{-1}$ . Los restos del globo, después de estallar, reducen generalmente la velocidad de descenso en niveles inferiores. Pero, a veces, la mayor parte del globo se separa del mecanismo de vuelo después de estallar, y las velocidades de descenso son muy rápidas, a menos que se utilice un paracaídas.

Es importante que las radiosondas sean inocuas para el medio ambiente después de que vuelvan a la tierra o caigan en el mar, tanto si son recogidas por una persona o por un animal, como si se dejan descomponerse.

## 12.8 **COMPARACIÓN, CALIBRACIÓN Y MANTENIMIENTO**

### 12.8.1 **Comparaciones**

La calidad general de las mediciones operativas de la altura geopotencial realizadas con radiosondas (y, por lo tanto, las mediciones de temperatura promediadas a través de capas de gran espesor) se controla en determinados centros de predicción comparando las alturas geopotenciales a presiones normalizadas con predicciones a corto plazo (a 6 horas vista) procedentes de modelos globales de predicción numérica del tiempo para la misma ubicación. Las estadísticas se resumen en promedios mensuales que se utilizan para detectar tanto las mediciones de calidad inferior a la normal como los importantes cambios sistemáticos que se producen en el rendimiento de la radiosonda. El Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Medio Plazo, situado en Reading (Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte), es el principal centro designado actualmente por la Comisión de Sistemas Básicos para esa labor, aunque otros centros nacionales de predicción pueden producir igualmente estadísticas similares.

Los errores aleatorios en las mediciones de altura geopotencial (y, por consiguiente, de temperatura) pueden detectarse también en distintas estaciones mediante análisis de las variaciones de las series cronológicas de mediciones de altura geopotencial, a 100 hPa o presiones inferiores, en que la variabilidad atmosférica es generalmente pequeña de un día al siguiente. Ejemplos de compatibilidad entre los resultados obtenidos mediante este método y los obtenidos mediante comparaciones con campos de predicción a corto plazo figuran en Nash (1984) y OMM (1989b, 1993b, 1998 y 2003).

Los centros de predicción numérica del tiempo también producen estadísticas del rendimiento de los sensores de humedad relativa, y éstas se comparan también con las observaciones satelitales.

El rendimiento de las radiosondas o de sus sensores puede investigarse en laboratorio con cámaras de pruebas debidamente equipadas, en las que pueda controlarse la temperatura y la presión para simular las condiciones de vuelo.

La mejor manera de realizar investigaciones detalladas sobre el rendimiento de los sensores de temperatura, presión y humedad relativa en vuelo es utilizar pruebas de comparaciones de radiosondas en que se lancen juntos en el mismo globo varios tipos de radiosonda. En el anexo 12.C se ofrecen directrices para organizar las intercomparaciones de radiosondas y para el establecimiento de emplazamientos de prueba. Al probar el desarrollo de una nueva radiosonda es aconsejable disponer como mínimo de otros dos tipos que permitan comparar el nuevo diseño. Las características de error de las otras radiosondas deberían haberse establecido en pruebas anteriores. Un emplazamiento ideal para las pruebas de comparación proporcionaría un método independiente para medir las alturas de las radiosondas durante el vuelo. En la actualidad, esto puede conseguirse mediante mediciones efectuadas con dos radiosondas GPS diferentes debidamente probadas.

#### 12.8.1.1 ***Evaluación de la calidad utilizando predicciones a corto plazo***

En los mejores modelos globales de predicción numérica del tiempo, el error aleatorio en las predicciones a corto plazo (a 6 horas vista) de las alturas geopotenciales de 100 hPa se sitúa entre 10 y 20 m en la mayoría de las regiones del mundo. Esos errores corresponden a un error de temperatura, en la capa media desde la superficie hasta los 100 hPa, comprendido entre 0,15 y 0,3 K. Así, la comparación con los campos de predicción proporciona una buena sensibilidad para la detección de los errores de la sonda en temperatura, si esos errores son mayores que unos 0,3 K. Como referencia, se utilizan en esta comparación campos de predicción en lugar de campos de análisis. Los campos de predicción ofrecen una referencia en la que influyen menos los errores sistemáticos en las alturas geopotenciales de las mediciones por radiosonda locales que los campos de análisis meteorológicos. Sin embargo, los campos de predicción a 6 horas tendrán pequeños errores sistemáticos y no deberían considerarse como referencia absoluta. La incertidumbre en el error sistemático del campo de predicción es como mínimo de

10 m a 100 hPa. Las diferencias sistemáticas de las predicciones a partir de las mediciones de determinada estación de radiosonda varían según los centros de predicción al menos en esta magnitud. Además, los errores sistemáticos en los campos de predicción pueden variar también con el tiempo en magnitudes similares, cuando se mejoran los modelos de predicción y las técnicas de asimilación de datos. Ahora bien, las comparaciones con los campos de predicción en los centros principales de control de las operaciones ofrecen indicaciones claras de las estaciones de radiosonda y de los tipos de radiosonda en cuyos informes hay grandes errores sistemáticos. En OMM (2003) figura el examen notificado más reciente de los errores de radiosonda en la red global para altitudes de hasta 30 hPa, y las posteriores estadísticas de control pueden consultarse en el sitio web de la OMM, en: <http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/monitoring.html>.

#### 12.8.1.2 ***Evaluación de la calidad utilizando series cronológicas atmosféricas***

Los errores aleatorios en las mediciones de radiosonda pueden estimarse a partir de series cronológicas de mediciones de altura geopotencial muy poco espaciadas, en niveles de presión en que dichas altitudes solo cambian lentamente con el tiempo. Los niveles de presión adecuados son 100, 50 o 30 hPa. Para las observaciones de radiosonda efectuadas a intervalos de 12 horas, esto se consigue calculando la diferencia entre la observación a +12 horas e interpolando linealmente en el tiempo entre las observaciones a 0 y +24 horas. Se calculan a continuación más diferencias incrementando el tiempo en pasos de 24 horas a lo largo de las series cronológicas. Después es posible estimar los errores aleatorios en las mediciones de radiosonda a partir de la desviación típica de las diferencias. Durante gran parte del año, este procedimiento es similar en sensibilidad a la comparación realizada con los campos de predicción. Una excepción a este respecto puede estar determinada por las condiciones invernales en latitudes medias y altas, en que las alturas geopotenciales a 100 hPa y hasta 30 hPa varían a veces muy rápidamente en un breve período.

Los valores medios de las diferencias de las series cronológicas pueden proporcionar información sobre las diferencias entre el día y la noche en las mediciones de temperatura con radiosonda. En la interpretación de las diferencias entre el día y la noche hay que tener en cuenta la variación diaria real en la altura geopotencial causada por las mareas diurnas y semidiurnas. Las diferencias reales entre el día y la noche en latitudes medias para alturas geopotenciales de 100 hPa pueden llegar a 30 m entre las observaciones efectuadas a las 1800 y a las 0600 hora local (Nash, 1984), en tanto que las diferencias del día a la noche entre observaciones realizadas a las 1200 y a las 0000 hora local se encuentran generalmente en el rango de  $0 \pm 10$  m.

En las distintas estaciones de radiosonda conviene llevar registros de la variación existente en las series cronológicas de mediciones de la altura geopotencial a 100 hPa y en los incrementos de la altura geopotencial, de 100 a 30 hPa. De esa manera, los operadores pueden verificar si hay grandes anomalías en las mediciones durante el ascenso.

#### 12.8.1.3 ***Comparación de mediciones del vapor de agua mediante teledetección***

Habida cuenta de que numerosas estaciones de radiosonda tienen actualmente sensores de vapor de agua GPS y de que algunos emplazamientos científicos tienen radiómetros de microondas en el mismo lugar, resulta práctico utilizar mediciones integradas del vapor de agua con estos dos sistemas para controlar la calidad de las mediciones del vapor de agua por radiosonda, principalmente en niveles bajos. Durante las dos últimas comparaciones de radiosondas de la OMM (OMM, 2006a y 2011b), se compararon mediciones efectuadas por GPS para cuantificar, por medio de esas mediciones, las diferencias entre el día y la noche en las mediciones de la humedad relativa por radiosonda. Wang y Zhang (2008) efectuaron un estudio más amplio a escala mundial. El uso de radiómetros de microondas con el fin de comprobar las diferencias entre el día y la noche se ilustra en Turner y otros (2003).

A pesar de que la determinación de las diferencias entre el día y la noche con mediciones integradas del vapor de agua parece relativamente fiable, esto no significa que todas las diferencias observadas entre las mediciones del vapor de agua por radiosonda y por



teledetección obedezcan a errores en el vapor de agua de la radiosonda, ya que tanto las mediciones de vapor de agua con GPS como las de radiómetros de microondas tienen errores que no son necesariamente constantes con el tiempo.

#### 12.8.1.4 **Pruebas de comparación de radiosondas**

Las pruebas de comparación de radiosondas permiten comparar independientemente, en función del tiempo, el rendimiento de los sensores de presión, temperatura y humedad relativa en las radiosondas. Sin embargo, es importante diseñar el equipo de soporte de las radiosondas, a fin de que el movimiento de las radiosondas debajo de los soportes no difiera demasiado del movimiento en un globo y para asegurarse de que, durante el día, dicho equipo (y el globo) no expulse de vez en cuando aire más caliente en algunos sensores.

Las pruebas de laboratorio deberían realizarse en instalaciones similares a las requeridas para la calibración detallada de las radiosondas por el fabricante. Estas pruebas pueden utilizarse para comprobar si la calibración de la radiosonda es adecuada; por ejemplo, el grado en que la calibración depende de la temperatura del sensor. Sin embargo, en laboratorio es difícil simular condiciones atmosféricas reales para los errores de radiación y de humectación o engelamiento de los sensores. Como mejor se examinan los errores procedentes de esas fuentes es efectuando comparaciones durante los ascensos reales.

Para comparar mediciones durante ascensos reales hay que sincronizar con la mayor exactitud posible los momentos en que se llevan a cabo los muestreos en los diferentes sistemas; lo ideal es que el margen de error de la sincronización sea inferior a  $\pm 1$  segundo. En los últimos años se ha desarrollado un conjunto de programas informáticos para apoyar las pruebas de las comparaciones de radiosondas de la OMM (OMM, 1996*b*). Esos programas permiten almacenar todas las muestras de radiosonda en una base de datos de comparaciones, para que los científicos de los proyectos las cotejen inmediatamente después de un vuelo de prueba. Es importante examinar con toda rapidez las muestras comparativas durante una prueba. En esos casos, se puede identificar rápidamente cualquier problema de muestreo originado por los procedimientos de prueba (por ejemplo, interferencia entre radiosondas) o alguna avería en las radiosondas, iniciando las investigaciones adicionales apropiadas. La programación permite además producir, en una forma adecuada para su publicación, las estadísticas finales de las comparaciones de radiosondas.

En las pruebas iniciales de los nuevos diseños de radiosonda tal vez no merezca la pena efectuar muchos vuelos de comparación, pues las principales averías pueden ser detectadas con un reducido número de ellos. Sin embargo, estará justificada una investigación en mayor escala cuando los sistemas se encuentren en avanzada fase de desarrollo. A medida que existen posibilidades de reproducir las mediciones de la mayoría de las radiosondas modernas, se pueden obtener mediciones útiles de errores sistemáticos de temperatura y presión efectuando entre 10 y 15 vuelos en una condición dada (por ejemplo, un momento del día). No se debe suponer que los vuelos diurnos en todas las elevaciones solares tendrán el mismo error, por lo que sería preferible organizar las pruebas para obtener como mínimo entre 10 y 15 vuelos comparativos con una elevación solar análoga. Como mejor se vinculan las mediciones del rendimiento del sensor de temperatura con otros resultados de pruebas es efectuando comparaciones nocturnas. El vínculo debería basarse en mediciones de radiosonda con sensores de alambre o aluminizados y no con sensores en que se produzcan importantes errores en el intercambio térmico en el infrarrojo. Si se pudiera mantener una serie continua de vuelos comparativos (alternando día y noche), será posible utilizar la técnica de las series cronológicas atmosféricas para estimar la magnitud de las diferencias entre el día y la noche en las mediciones de temperatura.

Como ya se ha señalado, las series más amplias de pruebas comparativas realizadas en los últimos años fueron las de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM. Los primeros resultados que se obtuvieron han sido publicados en OMM (1987, 1991, 1996*a*, 2006*a*, 2006*b*, 2006*c*, 2011*b*). Los resultados de esas pruebas constituyeron la base de la información que figura en los cuadros 12.2 y 12.6 a 12.8.



La primera comparación internacional de radiosondas tuvo lugar en Payerne (Suiza) en 1950. Las diferencias sistemáticas medias entre las presiones y las temperaturas de las radiosondas (a presiones superiores a 100 hPa) fueron de 4 hPa y 0,7 K, con errores aleatorios (dos desviaciones típicas) de 14 hPa y 2 K. Esos valores deberían compararse con los resultados de los sistemas modernos que aparecen en los cuadros 12.2 y 12.6 a 12.8. Los resultados de una segunda comparación realizada en el mismo lugar en 1956 mostraron que era necesario mejorar la exactitud aplicando correcciones de radiación a las lecturas de la temperatura. Los errores de presión y temperatura al nivel de 50 hPa eran muy grandes en la mayoría de las radiosondas, y aumentaban rápidamente a niveles más altos, especialmente durante el día. En 1973 tuvo lugar en Trappes (Francia) una comparación regional en la que se encontraron importantes errores de calibración en algunas radiosondas, mediante un sensor de temperatura bimetalico con un considerable error de radiación del orden de 10 K.

### 12.8.2 Calibración

Sería preciso conocer los métodos de calibración utilizados por los fabricantes antes de adquirir radiosondas en grandes cantidades. También habrá que comprobar si son adecuados los procedimientos de control de la calidad para tener la seguridad de que la exactitud de las mediciones se mantendrá durante la producción en serie. Los compradores deberían tener presente que tal vez haya que tolerar ciertos niveles especificados de error y fallo del producto para que el costo de la radiosonda siga siendo aceptable. Sin embargo, la tasa de error de las radiosondas en vuelo no debería superar el 1% o 2% cuando se trate de fabricantes fiables.

A menos que los sensores de radiosonda puedan producirse en grandes lotes para ofrecer las posibilidades de reproducibilidad y exactitud requeridas por los usuarios, será necesario calibrar los instrumentos y los sensores individualmente. Incluso cuando los sensores pueden ser producidos en grandes lotes para responder a un conjunto convenido de comprobaciones del rendimiento normalizadas, es necesario verificar con mayor detalle diversas muestras representativas elegidas al azar. En el proceso de calibración deberían simularse, en la mayor medida posible, las condiciones de presión y temperatura de vuelo. Habría que realizar las calibraciones normalmente en condiciones de presión y temperatura decrecientes. Probablemente deberá comprobarse la humedad relativa en otra instalación. Los sensores de referencia utilizados durante la calibración deberían ajustarse a normas nacionales y ser verificados a intervalos adecuados en laboratorios normalizados. Las referencias deberían poder funcionar en todo el rango de valores de temperatura requerido para las mediciones de radiosonda.

El diseño del aparato calibrador necesario varía mucho según se trate de calibrar la radiosonda en su conjunto o de probar sus instrumentos meteorológicos con independencia del transmisor de la radiosonda, en cuyo caso podrá utilizarse un aparato mucho más pequeño. Las instalaciones de calibración deberían ser adecuadas para abarcar el rango de valores de presión y temperatura que probablemente se darán en los sondeos reales. Tendría que ser posible mantener estable la cámara de calibración para cualquier valor deseado mejor que  $\pm 0,2$  hPa  $\text{min}^{-1}$  para la presión,  $\pm 0,25$  K  $\text{min}^{-1}$  para la temperatura, y 1% de humedad relativa por minuto. Las condiciones en la cámara de calibración deberían medirse con errores sistemáticos inferiores a  $\pm 0,2$  hPa para la presión,  $\pm 0,1$  K para la temperatura, y  $\pm 1\%$  para la humedad relativa. Habría que disponer los termómetros de referencia en la cámara de calibración de modo que sea posible identificar el rango de temperaturas en el espacio ocupado por los sensores que se calibren, y que no debería exceder de 0,5 K. Se deberían efectuar suficientes mediciones para tener la seguridad de que las curvas de calibración representan el rendimiento de los sensores con la exactitud que necesitan los usuarios. Los sensores barométricos cuyas variaciones de temperatura no se hayan compensado totalmente se calibrarán a más de una temperatura. Ello puede ser ventajoso si la cámara de calibración de temperatura es también apropiada para evaluar las unidades de presión.

La calibración de la humedad se efectúa en un aparato aparte. Por ejemplo, una cámara en la que se hace circular aire rápidamente a través de un psicrómetro ventilado o de un higrómetro de punto de rocío, y seguidamente a través de uno de cuatro recipientes que contienen, respectivamente, agua caliente, soluciones saturadas de nitrato sódico y de cloruro de calcio,

y gel de sílice. Cada uno de los recipientes se puede intercalar en el sistema de circulación por medio de una válvula múltiple, de modo que se obtengan fácilmente humedades relativas del 100%, 70%, 40% y 10%. La desviación típica de la variación de la humedad relativa no debería exceder del 1% en el espacio ocupado por las unidades calibradas.

Un medio alternativo para la calibración de la humedad consiste en utilizar un conducto o cámara ventilada con una mezcla de aire procedente de dos recipientes, uno de ellos permanentemente saturado con agua, y el otro mantenido seco mediante gel de sílice, controlándose manualmente la humedad relativa de la mezcla con una válvula que regula las cantidades relativas que penetran en el conducto.

Debido a la importancia de calibrar los tipos o series de radiosondas, la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación insta a los Miembros a efectuar pruebas de muestras seleccionadas de radiosondas en condiciones de laboratorio a escalas nacional y regional, con el fin de garantizar que las calibraciones facilitadas por los fabricantes sean válidas<sup>4</sup>.

### 12.8.3 **Mantenimiento**

Las tasas de avería en el sistema terrestre deberían ser pequeñas en los sistemas de radiosonda que utilizan elementos de electrónica moderna, siempre y cuando se proporcione la debida protección contra las descargas eléctricas cerca de las antenas. El fabricante debería poder prestar asesoramiento acerca de un conjunto adecuado de piezas de repuesto para el sistema. Si fallara un módulo del sistema terrestre, generalmente deberá ser sustituido por otro mientras el averiado es devuelto al fabricante para su reparación.

Los requisitos de mantenimiento de los sistemas de radiosonda que efectúan mediciones de la altura por radar para sustituir las mediciones de presión son muy diferentes. En este caso, se debería contar en toda la red con personal de mantenimiento local especializado (tanto mecánicos como electricistas). Esto es esencial para seguir teniendo una buena capacidad de localización de averías y para evitar la deriva a largo plazo de los errores sistemáticos en altura.

## 12.9 **CÁLCULOS E INFORMACIÓN**

No existen procedimientos normalizados prescritos para computar las observaciones de radiosonda. El principal problema radica en la selección de los niveles o el suministro de mediciones con suficiente detalle para reproducir con exactitud y eficiencia el perfil de temperatura y humedad (como las alturas de las inversiones de la temperatura) en función del geopotencial a partir de los datos obtenidos por las radiosondas. Se encontrarán directrices al respecto en OMM (1986) y en los procedimientos de cifrado convenidos por la OMM (OMM, 2011c) (Clave FM 35–XI Ext. TEMP). No obstante, la exactitud de este método de información fue adecuada para el rendimiento de las radiosondas en 1970, pero no para hoy en día. A fin de justificar el costo de la radiosonda, es fundamental que la información de la radiosonda se notifique con mayor precisión y más detalladamente que en la clave TEMP por medio de las claves BUFR pertinentes. En algunos casos, el uso de claves BUFR ha supuesto solamente conservar la descripción del ascenso tal como figura en la clave TEMP. Este no es el objeto de la presente Guía: una plantilla BUFR debería utilizarse con una representación más detallada de la estructura vertical de las variables meteorológicas, comunicadas con una resolución que no genere más incertidumbre en las mediciones de estas variables.

### 12.9.1 **Procedimientos de cálculo e información de las radiosondas**

Las mediciones en altitud suelen ser utilizadas como datos de entrada para efectuar predicciones numéricas del tiempo mediante una serie de niveles según lo notificado o promedios por capas,

<sup>4</sup> Recomendación 9 (CIMO-XI), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión (1994).

cuyo espesor depende de la escala del movimiento atmosférico correspondiente a la predicción. Las capas no tienen por qué estar necesariamente centradas en presiones o altitudes tipo, sino que se centrarán habitualmente en niveles que varían cuando lo hace la presión en superficie. Así pues, la variación de la temperatura y de la humedad relativa entre los niveles tipo del informe de observación en altitud debe ser comunicada con un grado de exactitud suficiente para garantizar que el procedimiento de información no degrade la exactitud de las medias de las capas utilizadas en las predicciones numéricas.

Antes de 1980, los operadores trataban manualmente la mayoría de las mediciones por radiosonda sirviéndose de diversos medios de cálculo auxiliares. Esos métodos se basaban en la selección de un número limitado de niveles significativos para representar la medición de la radiosonda, posiblemente unos 30 niveles significativos para un vuelo hasta los 30 km. Las claves de la OMM reflejan las dificultades de condensar en un breve mensaje, por métodos manuales, un gran volumen de información sobre la estructura vertical. Las reglas de cifrado permitían interpolaciones lineales en altura entre niveles significativos que difieren de las mediciones originales en hasta  $\pm 1$  K para la temperatura, en hasta  $\pm 15\%$  para la humedad relativa en la troposfera y en hasta  $\pm 2$  K para la temperatura en la estratosfera. Se esperaba que los operadores no permitieran la persistencia de grandes errores de interpolación en capas profundas en la vertical.

En los sistemas terrestres modernos de radiosonda, el uso de sistemas informáticos económicos pero potentes permite alcanzar velocidades de muestreo mucho más altas para el almacenamiento y tratamiento de los datos de las mediciones por radiosonda que con los cálculos manuales. El tratamiento manual de las mediciones de radiosonda introduce casi siempre errores innecesarios en los cálculos de las observaciones en altitud, que deberían eliminarse.

Los algoritmos de que se dispone para la generación automática de mensajes TEMP de observaciones en altitud presentan frecuentemente grandes defectos. Por ejemplo, cuando hay pocas variaciones pronunciadas de la humedad relativa en la vertical, los sistemas automáticos permiten muchas veces la extensión —a lo largo de varios kilómetros en la vertical— de grandes errores de interpolación de la temperatura. Además, los algoritmos dan lugar también frecuentemente a grandes errores sistemáticos entre la estructura comunicada de la humedad relativa y las mediciones originales sobre capas de hasta 500 m de espesor. Esto resulta inaceptable para los usuarios, sobre todo en la capa límite atmosférica y cuando las radiosondas atraviesan una nube. La interpolación entre niveles significativos en las nubes deberá aproximarse a la humedad relativa máxima observada en la nube.

Por consiguiente, los operadores tienen que verificar los informes automáticos para determinar si los procedimientos de notificación introducen errores sistemáticos importantes entre el informe de observación en altitud y las mediciones originales de la radiosonda. El operador tiene que insertar también a veces niveles adicionales para eliminar errores innecesarios. A menudo es más fácil producir mensajes TEMP con errores sistemáticos aceptables si se adopta una práctica nacional consistente en reducir los límites de ajuste de la temperatura de la OMM a la mitad de la magnitud anteriormente indicada. Hoy en día, con la mejora de las comunicaciones meteorológicas debería poder reducirse también la aproximación en los informes de observación en altitud mediante la notificación de mediciones detalladas utilizando la clave BUFR adecuada.

Habida cuenta de la importante suma de dinero que cada año se gasta en material fungible de radiosondas, los operadores de radiosondas deberían migrar urgentemente a claves BUFR (o su equivalente), a fin de que puedan dar a conocer con exactitud toda la información que se mide y que la comunidad de usuarios necesita.

### 12.9.2 Correcciones

Según se desprende claramente de las secciones anteriores, la variación en el rendimiento de los sensores de radiosonda como consecuencia de la amplia diversidad de condiciones que se dan durante el ascenso de la radiosonda es demasiado grande para poder representarla mediante una simple calibración obtenida a determinada temperatura. El procesamiento de

datos moderno permite utilizar algoritmos de calibración más complejos, que proporcionan mediciones de mayor exactitud que las conseguidas con sistemas manuales. Es esencial que esos algoritmos estén debidamente documentados y se debería informar a los usuarios cuando se introduzcan importantes mejoras o modificaciones en aquellos. En los registros archivados en las estaciones de radiosonda deberían figurar los números de modelo de las radiosondas utilizadas y una referencia adecuada a los algoritmos fundamentales utilizados en el procesamiento de datos.

En todas las mediciones de temperatura por radiosonda hay errores debidos a la radiación. Por consiguiente, se recomienda aplicar siempre durante el procesamiento de los datos una corrección de la radiación (basada en el rendimiento del sensor previsto en condiciones normales), si se conoce. Los detalles de esa corrección de la radiación tendrían que registrarse y conservarse en los archivos de la estación, junto con los registros adecuados de los datos originales en bruto de las observaciones por radiosonda, si así lo exige la práctica nacional.

Los errores de intercambio térmico en el infrarrojo plantean un problema particular para la corrección, pues esos errores no son independientes de la temperatura de la atmósfera. Por eso, es preferible dejar de utilizar lo antes posible pintura blanca con gran emisividad en el infrarrojo como revestimiento del sensor, en vez de elaborar sistemas muy complejos de corrección de los errores de intercambio térmico en el infrarrojo.

Del mismo modo, tampoco es aconsejable tratar de corregir errores de calentamiento de la radiación solar generalmente altos por medio de la programación, en vez de eliminar las fuentes adicionales de calentamiento, posicionando correctamente el sensor con respecto a sus soportes e hilos de conexión, y al cuerpo de la radiosonda.

Las mediciones de la humedad relativa podrán aplicar correcciones a las constantes de tiempo de respuesta lentas y al calentamiento del sistema de sensores de humedad durante el día. Al igual que con la temperatura, el usuario ha de conocer los registros de las correcciones y modificaciones a los procedimientos de corrección y estos deben conservarse en el archivo de observaciones de la estación, preferiblemente junto con el archivo de datos brutos. Los detalles de esos algoritmos deben ser claros para aquellos que compran sistemas nuevos.

Dada la importancia de la manera en que se aplican las correcciones, la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación insta a los Miembros a<sup>5</sup>:

- a) corregir los datos de observación en altitud obtenidos en las diversas estaciones de observación en altitud del Sistema Mundial de Observación, y ponerlos a disposición de los usuarios;
- b) poner en conocimiento de los usuarios de datos los cambios en la metodología utilizada para corregir los informes, de manera que estos puedan ajustarse, si así se desea;
- c) archivar las observaciones de altitud corregidas y no corregidas, y preparar registros de las correcciones efectuadas para las aplicaciones climatológicas; el método que se utilizará debería ser determinado a nivel nacional;
- d) informar a la OMM del método de corrección aplicado.

## 12.10 CUESTIONES RELATIVAS A LAS COMPRAS

### 12.10.1 Utilización y actualización de los resultados de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad

Los resultados de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad (OMM, 2011b) se publicaron con el fin de ofrecer, en 2010, una visión de conjunto del

<sup>5</sup> Recomendación 8 (CIMO-XI), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión (1994)

rendimiento relativo de los diferentes sistemas en condiciones tropicales. El informe contiene una evaluación del rendimiento operativo de los sistemas de radiosonda (véase OMM, 2011b, cuadro 12.1). Si bien numerosos sistemas funcionaron debidamente, las mediciones de algunas radiosondas tenían limitaciones, principalmente en relación con las temperaturas diurnas, pero también en las mediciones de la humedad relativa durante la noche a temperaturas superiores a  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ , y en las mediciones de la humedad relativa durante el día en la troposfera superior a temperaturas inferiores a  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

El cuadro 12.1 del informe de la Intercomparación tiene como objeto ayudar a los fabricantes a determinar dónde radica la mayoría de los problemas críticos. Una vez determinadas las deficiencias, es probable que se pueda y que, de hecho, se corrijan muchas de estas deficiencias en uno o dos años, como se hizo en el caso de los sensores de temperatura MODEM tras observar un rendimiento insatisfactorio de noche en la Comparación de radiosondas de la OMM efectuada en Mauricio (OMM, 2006a). Por consiguiente, la OMM recomienda que los fabricantes, en particular aquellos con calificaciones inferiores a 3 en el cuadro 12.1 del informe, hagan lo necesario para que se realice un número reducido de pruebas independientes a fin de facilitar pruebas a la OMM que confirmen que ha mejorado el rendimiento después de corregido el problema. De no ser así, podría rechazarse indebidamente a fabricantes con productos prometedores en el proceso de compra.

En OMM (2015) se incluyen los valores de las diferentes radiosondas de los cuadros 12.5 a 12.16 obtenidos en la prueba realizada en Yangjiang (China), los cuales pueden utilizarse también como orientación para los sistemas con errores sistemáticos bajos y constantes de tiempo de respuesta lo suficientemente rápidas que darían lugar a un error de la sonda pequeño en relación con la humedad relativa. El error sistemático bajo y estable es muy conveniente para las mediciones por radiosonda de registros climáticos.

#### 12.10.2 **Algunas cuestiones que han de considerarse en relación con las compras**

El primer paso del proceso de compra debería ser determinar qué calidad de radiosonda se necesita para su uso en una red dada. En la presente, se recomienda que cualquier radiosonda que se utilice cumpla los requisitos del punto de inflexión que se señalan en el anexo 12.A en el clima del país. Si la estación de radiosondeo es considerada importante para los registros climáticos, debería tenerse en cuenta una radiosonda cuyo rendimiento se aproxime al nivel óptimo requerido. En el mejor de los casos, la compra debería ser competitiva. Esto podría implicar una cooperación con otros países en una región similar para efectuar conjuntamente una compra mayor e intentar establecer un sistema donde se compren radiosondas periódicamente, por ejemplo, cada uno o dos años. Cabe recordar que los sistemas que solo difieren ligeramente en su rendimiento probablemente se presentarían en un orden distinto si se repitiesen las pruebas. Así pues, en la calificación relativa solo deberían considerarse significativas las diferencias acusadas en el rendimiento y no así las pequeñas.

La experiencia derivada de las consultas en los talleres regionales de formación profesional sugiere que, al comprar equipos, han de tomarse en consideración algunas cuestiones, a saber:

- a) Los equipos deben perdurar, esto es, además de comprar equipos y programas informáticos, deberán adoptarse las disposiciones necesarias para el apoyo a largo plazo del sistema, bien sea por parte del fabricante o del personal local, o de ambos.
- b) Habrá que asegurarse de que la antena terrestre sea lo suficientemente sensible para recibir señales en todas las condiciones en el emplazamiento, con vientos en altitud muy débiles o muy fuertes. Evítase ahorrar dinero comprando una antena barata, que es inadecuada en algunas condiciones.
- c) Habrá que decidir si el personal local puede mantener un radar secundario y, en consecuencia, utilizar radiosondas no GPS más baratas, o si es más probable que un sistema de radiosonda GPS totalmente automatizado dé buenos resultados y pueda funcionar con éxito a largo plazo. Cabe señalar también que el uso de mediciones del viento derivadas

de radares se traducirá en mediciones del viento de menor exactitud que las obtenidas por radiosondas GPS. Por lo tanto, habrá de decidirse asimismo si la menor exactitud de la medición del viento es tolerable si se opta por radiosondas no GPS.

- d) En caso de comprar un sistema de radiosonda GPS, habrá que verificar si hay alguna fuente de interferencia de radiofrecuencias a nivel local que pueda provocar problemas.
  - e) Habrá que decidir qué rendimiento de altitud se necesita y determinar qué sondas y tamaño de globos serán convenientes (si no han de utilizarse las radiosondas en presiones inferiores a 30 hPa, se dispone entonces de una gama más amplia de radiosondas adecuadas; véanse los cuadros 12.5 a 12.8).
  - f) Habrá que decidir cuál es el rendimiento del sensor de humedad relativa requerido (por ejemplo, una estación de Red de referencia de observación en altitud del SMOC o la Red de observación en altitud del SMOC tiene normas más rigurosas que una estación de rutina del Sistema Mundial de Observación), si el requisito se basa en el cuadro 12.1 de OMM (2011*b*) y en los cuadros 12.11 a 12.16 de la presente Guía.
  - g) Si hay condiciones de humedad y nubosidad frecuentes, habrá que especificar si los sensores de la radiosonda deben protegerse en cierta medida contra la humectación y contaminación, y pedir pruebas sobre su funcionamiento.
  - h) Habrá que solicitar un acuerdo de reparación si durante el vuelo fallan muchas radiosondas.
  - i) Habrá que solicitar pruebas que confirmen que el fabricante ha suministrado fiablemente radiosondas a otros usuarios en la escala en que se utilizará en la estación.
  - j) Habrá que asegurarse de que el equipo en tierra pueda emitir mensajes que posibiliten la notificación de datos de mayor resolución en comparación con el antiguo mensaje TEMP. Dicho mensaje debe ser adecuado para las comunicaciones disponibles del emplazamiento y satisfacer las necesidades del usuario de datos de una buena resolución vertical.
  - k) Habrá que asegurarse de que las computadoras de los equipos en tierra sean compatibles con el sistema local de telecomunicaciones (incluidos los enlaces de Internet, en caso de necesidad).
-

## ANEXO 12.A. REQUISITOS ACTUALES DE EXACTITUD A FIN DE ALCANZAR EL PUNTO DE INFLEXIÓN Y EL NIVEL ÓPTIMO PARA LAS MEDICIONES POR RADIOSONDA

Nota: Los requisitos se basan en la capacidad tecnológica actual que se evaluó en la octava intercomparación internacional de radiosondas de la OMM, efectuada en Yangjiang (China) (OMM, 2011b). Se aplican a las mediciones con radiosondas en meteorología sinóptica y climática.

<i>Variable</i>	<i>Altura (km) (temperatura (°C) en caso de humedad)</i>	<i>Requisito de incertidumbre para el punto de inflexión<sup>a,b</sup></i>	<i>Requisito de incertidumbre para el nivel óptimo<sup>b</sup></i>
<b>Presión</b>	1	3 hPa	2 hPa
	10	3 hPa	1 hPa
	16	2 hPa	0,6 hPa
	24	1 hPa	0,2 hPa
	32	0,4 hPa	0,1 hPa
<b>Temperatura</b>	0 a 16	1 K	0,4 K
	Superior a 16	2 K	0,8 K
<b>Humedad relativa</b>  (solo en la troposfera)	0 a 12 (40 °C a -50 °C) <sup>c</sup>	15% de humedad relativa	6% de humedad relativa
	12 a 17 (-50 °C a -90 °C) <sup>c</sup>	30% de humedad relativa	10% de humedad relativa
<b>Razón de mezcla, estratosfera inferior (sistemas especializados)</b>	12 a 25	20% ppmv <sup>d</sup>	4% ppmv
<b>Dirección del viento</b>	0 a 16	10°, velocidad < 10 m s <sup>-1</sup> 4° a mayores velocidades	5°, velocidad < 10 m s <sup>-1</sup> 2° a mayores velocidades
	Superior a 16	20°, velocidad < 10 m s <sup>-1</sup> 8° a mayores velocidades	5°, velocidad < 10 m s <sup>-1</sup> 2° a mayores velocidades



<i>Variable</i>	<i>Altura (km) (temperatura (°C) en caso de humedad)</i>	<i>Requisito de incertidumbre para el punto de inflexión<sup>a,b</sup></i>	<i>Requisito de incertidumbre para el nivel óptimo<sup>b</sup></i>
<b><i>Velocidad del viento</i></b>	0 a 16	2 m s <sup>-1</sup>	1 m s <sup>-1</sup>
	Superior a 16	4 m s <sup>-1</sup>	1 m s <sup>-1</sup>
<b><i>Componentes del viento</i></b>	0 a 16	2 m s <sup>-1</sup>	1 m s <sup>-1</sup>
	Superior a 16	3 m s <sup>-1</sup>	1 m s <sup>-1</sup>
<b><i>Altura geopotencial de nivel significativo</i></b>	1	30 gpm	20 gpm
	5	40 gpm	20 gpm
	10	60 gpm	20 gpm
	16	120 gpm	40 gpm
	20	200 gpm	40 gpm
	32	240 gpm	60 gpm

## Notas:

- a Valores deducidos para las principales aplicaciones específicas de radiosondas.
- b Expresados en incertidumbres ampliadas ( $k = 2$ ), que engloban aproximadamente el 95% de la variación de los resultados en las condiciones de sondeo, entre ellas, todas las fuentes de incertidumbre significativas (por ejemplo, condiciones dinámicas y radiativas).
- c Los cambios en el rendimiento previsto del sensor de humedad relativa se adaptan mejor a la temperatura que a la altura en la troposfera.
- d ppmv = partes por millón por volumen.

## ANEXO 12.B. ESTIMACIONES DE LOS LÍMITES CORRESPONDIENTES AL OBJETIVO, AL PUNTO DE INFLEXIÓN Y AL UMBRAL PARA VIENTOS EN ALTITUD, TEMPERATURA EN ALTITUD, HUMEDAD RELATIVA Y ALTURA GEOPOTENCIAL (A PARTIR DEL EXAMEN CONTINUO DE LAS NECESIDADES DE OBSERVACIONES EN ALTITUD DE LA OMM)

- El *objetivo* es cumplimiento ideal a partir del cual no son necesarias más mejoras.
- El *punto de inflexión* es el nivel intermedio entre el *límite umbral* y el *límite objetivo* que, una vez alcanzado, representará un importante progreso para la aplicación de que se trate. Desde el punto de vista de la rentabilidad, el límite de avance podrá considerarse óptimo al planificar o diseñar sistemas de observación.
- El *umbral* es el requisito mínimo que deberá cumplirse para garantizar que los datos son útiles.

Se recomienda que los gastos en radiosondas se consideren justificados cuando la exactitud y la resolución vertical obtenidas equivalen al umbral o lo superan y se aproximan lo más posible al objetivo.

**Cuadro 12.B.1. Resumen de los límites de incertidumbre de la OMM/SMOC (error vectorial cuadrático medio,  $k = 2$ ) y resolución vertical para las mediciones del viento en altitud**

<i>Capa</i>		<i>Objetivo para la PNT</i>	<i>Objetivo para el clima</i>	<i>Punto de inflexión para la PNT</i>	<i>Punto de inflexión para el clima</i>	<i>Umbral para la PNT</i>	<i>Umbral para el clima</i>
Troposfera inferior	Incertidumbre	1 <sup>a</sup> -2 m s <sup>-1</sup>	1,4 <sup>b</sup> -4 <sup>c</sup> m s <sup>-1</sup>	4 m s <sup>-1</sup>	6 m s <sup>-1</sup>	10 m s <sup>-1</sup>	10 m s <sup>-1</sup>
Troposfera inferior	Resolución vertical	200 m	50 <sup>b</sup> -500 <sup>c</sup> m	300 m	800 m	500 m	2 km
Troposfera superior	Incertidumbre	1 <sup>b</sup> -2 <sup>c</sup> m s <sup>-1</sup>	1,4 <sup>b</sup> -4 <sup>c</sup> m s <sup>-1</sup>	4 m s <sup>-1</sup>	6 m s <sup>-1</sup>	10 m s <sup>-1</sup>	10 m s <sup>-1</sup>
Troposfera superior	Resolución vertical	500 m	50 <sup>b</sup> -500 <sup>c</sup> m	700 m	800 m	1 km	2 km
Estratosfera inferior	Incertidumbre	2 m s <sup>-1</sup>	1,4 <sup>b</sup> -4 <sup>c</sup> m s <sup>-1</sup>	4 m s <sup>-1</sup>	6 m s <sup>-1</sup>	10 m s <sup>-1</sup>	10 m s <sup>-1</sup>
Estratosfera inferior	Resolución vertical	1 km	250 <sup>b</sup> -500 <sup>c</sup> m	2 km	800 m	3 km	2 km

<i>Capa (cont.)</i>		<i>Objetivo para la PNT</i>	<i>Objetivo para el clima</i>	<i>Punto de inflexión para la PNT</i>	<i>Punto de inflexión para el clima</i>	<i>Umbral para la PNT</i>	<i>Umbral para el clima</i>
Estratosfera superior	Incertidumbre	2 m s <sup>-1</sup>	1,4 <sup>b</sup> -4 <sup>c</sup> m s <sup>-1</sup>	6 m s <sup>-1</sup>	8 m s <sup>-1</sup>	16 m s <sup>-1</sup>	10 m s <sup>-1</sup>
Estratosfera superior	Resolución vertical	1 km	250 <sup>b</sup> -500 <sup>c</sup> m	2 km	800 m	3 km	2 km
Estabilidad a largo plazo			0,1 m s <sup>-1</sup> en 10 años				

Notas:

a Límite derivado de estudios de la variabilidad atmosférica (OMM, 1970).

b Límite derivado de las necesidades en materia de observación de la Red de referencia de observación en altitud del SMOC (OMM, 2009).

c Límite derivado del examen continuo de las necesidades de la Comisión de Sistemas Básicos y de la base de datos sobre necesidades de observación de la OMM (OSCAR/Requirements; véase OMM, 2014), muestreado en agosto de 2011.

**Cuadro 12.B.2. Resumen de los límites de la incertidumbre ( $k=2$ ) y de la resolución vertical de la OMM/SMOC para las mediciones de temperatura en altitud. (Nota: Los límites corresponden a temperaturas a una altura determinada y podrían diferir de otros cuando las temperaturas se integran en capas relativamente profundas; véase, por ejemplo, el cuadro 12.B.4 para los límites de avance derivados de los requisitos de la altura potencial de 100 hPa).**

<i>Capa</i>		<i>Objetivo para la PNT</i>	<i>Objetivo para el clima</i>	<i>Punto de inflexión para la PNT</i>	<i>Punto de inflexión para el clima</i>	<i>Umbral para la PNT</i>	<i>Umbral para el clima</i>
Troposfera inferior	Incert.	0,6 <sup>a</sup> -1 <sup>c</sup> K	0,2 <sup>b</sup> -1 <sup>c</sup> K	1,8 K	1,2 K	6 <sup>c</sup> K (extratropicos) 3 <sup>a</sup> K (trópicos)	2 K
Troposfera inferior	Resolución vertical	100 m	100 m	200 m	800 m	1 km	2 km
Troposfera superior	Incert.	0,6 <sup>a</sup> -1 <sup>c</sup> K	0,2 <sup>b</sup> -1 <sup>c</sup> K	1,8 K	1,2 K	6 <sup>c</sup> K (extratropicos) 3 <sup>a</sup> K (trópicos)	2 K
Troposfera superior	Resolución vertical	300 m	100 m	400 m	800 m	1 km	2 km
Estratosf. inferior	Incert.	1 <sup>c</sup> K	0,4 <sup>b</sup> -1 <sup>c</sup> K	1,8 K	1,2 K	6 <sup>c</sup> K (extratropicos) 3 <sup>a</sup> K (trópicos)	2 K
Estratosf. inferior	Resolución vertical	1 km	100 <sup>b</sup> -500 <sup>c</sup> m	1,5 km	800 m	3 km	2 km

<i>Capa (cont.)</i>		<i>Objetivo para la PNT</i>	<i>Objetivo para el clima</i>	<i>Punto de inflexión para la PNT</i>	<i>Punto de inflexión para el clima</i>	<i>Umbral para la PNT</i>	<i>Umbral para el clima</i>
Estratosf. superior	Incert.	1° K	0,4 <sup>b</sup> -1° K	2,8 K	1,2 K	6 K	2 K
Estratosf. superior	Resolución vertical	1 km	100 <sup>b</sup> -500 <sup>c</sup> m	1,5 km	800 m	3 km	2 km
Estabilidad a largo plazo			0,05 K en 10 años <sup>p</sup>				

## Notas:

a Límite derivado de estudios de la variabilidad atmosférica (OMM, 1970).

b Límite derivado de las necesidades en materia de observación de la Red de referencia de observación en altitud del SMOC (OMM, 2009).

c Límite derivado del examen continuo de las necesidades de la Comisión de Sistemas Básicos y de la base de datos sobre necesidades de observación de la OMM (OSCAR/Requirements; véase OMM, 2014), muestreado en agosto de 2011.

**Cuadro 12.B.3. Resumen de los límites de rendimiento de la OMM/SMOC de los instrumentos aerológicos para la medición de humedad**

<i>Capa</i>		<i>Objetivo para la PNT</i>	<i>Objetivo para el clima</i>	<i>Punto de inflexión para la PNT</i>	<i>Punto de inflexión para el clima</i>	<i>Umbral para la PNT</i>	<i>Umbral para el clima</i>
Troposfera inferior	Incert.	2 <sup>a</sup> -4 <sup>c</sup> % de humedad relativa	4% de humedad relativa	16% de humedad relativa	6% de humedad relativa	40% de humedad relativa	10% de humedad relativa
Troposfera inferior	Resolución vertical	100 m	50 <sup>b</sup> a 500 <sup>c</sup> m	200 m	800 m	1 km	2 km
Troposfera superior	Incert.	4% de humedad relativa	4% de humedad relativa	16% de humedad relativa	6% de humedad relativa	40% de humedad relativa	10% de humedad relativa
Troposfera superior	Resolución vertical	300 m	100 <sup>b</sup> -500 <sup>c</sup> m	500 m	800 m	1 km	2 km
Estratosf. inferior	Incert.	10% de razón de mezcla ppmv	4% de razón de mezcla ppmv	16% de razón de mezcla ppmv	6% de razón de mezcla ppmv	40% de razón de mezcla ppmv	10% de razón de mezcla ppmv
Estratosf. inferior	Resolución vertical	1 km	100 <sup>b</sup> -500 <sup>c</sup> m	1,5 km	800 m	3 km	2 km
Estratosf. superior	Incert.	No se ha indicado	4% de razón de mezcla ppmv	No se ha indicado	6% de razón de mezcla ppmv	No se ha indicado	10% de razón de mezcla ppmv

<i>Capa (cont.)</i>		<i>Objetivo para la PNT</i>	<i>Objetivo para el clima</i>	<i>Punto de inflexión para la PNT</i>	<i>Punto de inflexión para el clima</i>	<i>Umbral para la PNT</i>	<i>Umbral para el clima</i>
Estratosf. superior	Resolución vertical	No se ha indicado	100 <sup>b</sup> -500 <sup>c</sup> m	No se ha indicado	800 m	No se ha indicado	2 km
Estabilidad a largo plazo			0,3% en 10 años <sup>b</sup>				

Notas:

- a Límite derivado de estudios de la variabilidad atmosférica (OMM, 1970).
- b Límite derivado de las necesidades en materia de observación de la Red de referencia de observación en altitud del SMOC (OMM, 2009).
- c Límite derivado del examen continuo de las necesidades de la Comisión de Sistemas Básicos y de la base de datos sobre necesidades de observación de la OMM (OSCAR/Requirements; véase OMM, 2014), muestreado en agosto de 2011.

Nota: El requisito del examen continuo de las necesidades y del SMOC se refiere a la humedad específica, pero esto lleva a unos límites demasiado estrictos para la incertidumbre en capas en que la humedad relativa es muy baja en la troposfera inferior y media. Así pues, los valores se muestran como humedad relativa aproximadamente equivalente, y la razón de mezcla debería aplicarse a temperaturas muy bajas o en la estratosfera.

**Cuadro 12.B.4. Resumen de los límites de la incertidumbre ( $k = 2$ ) y la resolución vertical para alturas geopotenciales de 100 hPa y niveles significativos, de conformidad con los límites de la OMM/SMOC para la temperatura en altitud**

<i>Capa</i>		<i>Objetivo para la PNT</i>	<i>Objetivo para el clima</i>	<i>Punto de inflexión para la PNT</i>
Superficie a 100 hPa	Incertidumbre	24 gpm (= 0,4 K de la capa de temperatura)	12 gpm (= 0,2 K de la capa de temperatura)	50 gpm (= 0,8 K de la capa de temperatura)
Troposfera inferior	Incertidumbre relativa a la temperatura <sup>a</sup>	40 gpm	16 gpm, en promedio	120 gpm
Troposfera inferior	Incertidumbre relativa a la base de la nube <sup>b</sup>	30 gpm		
Troposfera superior	Incertidumbre relativa a la temperatura <sup>a</sup>	40 gpm	14 gpm, en promedio	120 gpm
Estratosfera inferior ecuatorial	Incertidumbre relativa a la temperatura <sup>a</sup>	70 gpm	48 gpm	200 gpm
Estratosfera inferior extratropical	Incertidumbre relativa a la temperatura <sup>a</sup>	100 gpm	68 gpm	300 gpm

<i>Capa (cont.)</i>		<i>Objetivo para la PNT</i>	<i>Objetivo para el clima</i>	<i>Punto de inflexión para la PNT</i>
Estratosfera superior	Incertidumbre relativa a la temperatura <sup>a</sup>	80 gpm	60 gpm	240 gpm
Estabilidad a largo plazo			4-8 gpm en 10 años	

## Notas:

- a Límite de error de la altura que produce un error típico de temperatura a mitad de la magnitud especificada para los límites de temperatura en el cuadro 12.B.2.
- b Límite derivado para que sea compatible con las mediciones de los nefobasímetros láser operativos en la troposfera inferior.

# **ANEXO 12.C. DIRECTRICES PARA LA ORGANIZACIÓN DE INTERCOMPARACIONES DE RADIOSONDAS Y PARA EL ESTABLECIMIENTO DE SITIOS DE ENSAYO<sup>1</sup>**

## **PARTE I. DIRECTRICES PARA LA ORGANIZACIÓN DE INTERCOMPARACIONES DE RADIOSONDAS**

### **1. Introducción**

1.1 Las presentes directrices presuponen que los procedimientos que se hubieran establecido para diversas instalaciones de ensayo son compatibles con los procedimientos establecidos por otras organizaciones nacionales e internacionales. Presuponen también que se formará un comité de organización con participantes (Miembros) interesados en realizar comparaciones de radiosondas y que en este comité se incluirá, al menos, a un no participante que podrá suministrar orientación para realizar las intercomparaciones. La participación de un no participante independiente es fundamental para evitar preferencias en la planificación de las intercomparaciones. Se debe examinar también la cuestión de si el personal del fabricante de radiosondas debe participar activamente y si el personal operativo e independiente del organizador de la intercomparación debe preparar y lanzar dichas radiosondas.

1.2 Todas las intercomparaciones difieren en cierto modo unas de otras, por lo tanto, estas directrices solo se deben interpretar como una lista de control general de las tareas que deben realizarse. Las modificaciones deberían ser efectuadas por el comité de organización, según proceda, pero teniendo en cuenta no comprometer la validez de los resultados y de la evaluación científica.

1.3 Los informes finales de otras intercomparaciones y los informes de las reuniones de los comités de organización pueden servir de modelo de los métodos que es posible adoptar para las intercomparaciones. La Secretaria de la OMM debería mantener y poner a disposición de los interesados estos informes previos.

### **2. Objetivos de las intercomparaciones**

2.1 Los objetivos de las intercomparaciones deben ser claros, deben enumerar los resultados que se esperan conseguir y determinar cómo se difundirán esos resultados. El comité de organización está encargado de examinar los logros que se puedan obtener de las intercomparaciones de radiosondas e identificar y anticipar los posibles problemas. El papel del comité de organización es suministrar orientación, pero debe también formular una declaración clara y detallada de los principales objetivos y convenir en los criterios que habrán de aplicarse a la evaluación de los resultados. El comité de organización debería determinar asimismo la mejor manera de garantizar el éxito de la intercomparación, utilizando para ello el conocimiento y la experiencia adquirida en las intercomparaciones anteriores.

### **3. Fecha, lugar y duración de la intercomparación**

3.1 El organismo organizador debería facilitar al comité de organización y a los participantes una descripción del sitio y de los medios y servicios (ubicación, etc.) que se proponen para la intercomparación, las condiciones ambientales y climatológicas, y las

---

<sup>1</sup> Basadas en el *Informe final abreviado con resoluciones y recomendaciones de la duodécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM-Nº 881)*, anexo II, y actualizadas posteriormente.



características topográficas del sitio. También debería nombrar a un director de proyecto o administrador de proyecto que se encargará de las operaciones realizadas diariamente y de servir de coordinador del país organizador.

3.2 El comité de organización debería visitar el sitio propuesto para determinar la idoneidad de sus instalaciones y proponer los cambios que fueran necesarios. Después de que el comité de organización haya acordado que el sitio de celebración y las instalaciones son adecuados, el director de proyecto debería preparar una descripción completa del sitio y del entorno y distribuirla a los participantes. El director de proyecto, que ha de estar familiarizado con el calendario de actividades del organismo, debe fijar la fecha para comenzar la intercomparación, así como su duración. Se entregará al comité de organización una copia de dicho calendario.

3.3 Además de la fecha de comienzo de las intercomparaciones, el director de proyecto debería proponer una fecha en la que sus medios y servicios estén disponibles para la instalación del equipo del participante y en la que sea posible su conexión con el sistema de adquisición de datos. En el calendario debería reservarse tiempo para que todos los participantes puedan controlar y verificar el equipo antes de comenzar la intercomparación y para que los operadores puedan familiarizarse con los procedimientos del organismo organizador.

#### 4. **Participación**

4.1 El director de proyecto y/o el comité de organización, según proceda, deberían invitar, a través del Secretario General de la OMM, a los Miembros a participar en la intercomparación, pero una vez conocidos los participantes, el director de proyecto debería ocuparse de los contactos ulteriores.

4.2 El director de proyecto debería preparar un cuestionario detallado que será enviado por el Secretario General a cada uno de los participantes a fin de obtener información sobre los diversos tipos de instrumentos propuestos para la intercomparación. Se pedirá a los participantes que proporcionen información sobre las necesidades de espacio, comunicaciones, conexiones de equipo y características del programa informático. Deberían también suministrar la documentación adecuada en la que se describan sus instrumentos terrestres y transportados por globos.

4.3 Es importante que los participantes proporcionen información sobre los procedimientos de calibración de sus radiosondas con instrumentos patrón. Si bien se prevé que se utilizarán radiosondas operativas en la intercomparación, a veces podría no ser el caso; la intercomparación con radiosondas nuevas o en estudio dependerá de la aprobación de todos los participantes, el director de proyecto y el comité de organización.

#### 5. **Responsabilidades**

##### 5.1 **Participantes**

5.1.1 Los participantes serán responsables del transporte de su propio equipo, así como de los gastos asociados a ese transporte.

5.1.2 Los participantes se encargarán de instalar y retirar sus equipos con la supervisión del director de proyecto. El organismo organizador debe asistir en el montaje y desmontaje de los equipos, según proceda.

5.1.3 Los participantes facilitarán todos los accesorios necesarios, el equipo de montaje informático para el equipo terrestre, los cables y conectores de señal y de energía, las piezas de repuesto y el equipo no recuperable para su sistema. Los participantes dispondrán (en caso de

que fuera necesaria la ayuda del organismo organizador) de las instrucciones detalladas y los manuales que se requieren para la instalación, el funcionamiento, el mantenimiento y, si procede, la calibración del equipo.

5.1.4 Los participantes deberían firmar el acuerdo del protocolo de datos de la intercomparación.

## 5.2 **Organismo organizador**

5.2.1 El organismo organizador debería ayudar a los participantes en el desempaqueado e instalación del equipo, si fuera necesario, y facilitar la capacidad necesaria para almacenar el equipo no recuperable, las piezas de repuesto y los manuales.

5.2.2 El organismo organizador debería facilitar el equipo auxiliar, si procede y si dispone de él.

5.2.3 El organismo organizador debería asistir a los participantes en la conexión de instrumentos con el sistema de adquisición de datos que utilice, según proceda.

5.2.4 El organismo organizador se encargará de garantizar que se respetan todas las obligaciones legales relativas a las mediciones en altitud (por ejemplo, las normas de aviación en el país del organizador y la utilización de frecuencias).

5.2.5 El organismo organizador podría proporcionar información sobre alojamiento, transporte local y apoyo logístico diario, pero no está obligado a subvencionar los costos asociados al alojamiento del personal.

## 6. **Reglas durante la intercomparación**

6.1 El director de proyecto se encargará del control de todas las pruebas realizadas. Mantendrá un registro sobre cada globo lanzado, junto con toda la información pertinente sobre las radiosondas utilizadas en vuelo y las condiciones meteorológicas.

6.2 No se permitirá introducir cambios en el equipo o programas informáticos sin contar con el acuerdo del director de proyecto. Es necesario informar de esos cambios a los otros participantes. El director de proyecto mantendrá un repertorio en el que se registren todos los equipos participantes en la comparación y cualquier cambio que haya ocurrido.

6.3 Podrán efectuarse reparaciones menores (como la sustitución de fusibles, etc.) que no afecten el rendimiento de los instrumentos. Se debería informar al director de proyecto de estas reparaciones menores y anotar también la información en el repertorio.

6.4 Las verificaciones de la calibración y la prestación de asistencia operativa al equipo por los participantes que requieren de un experto o de un equipo especial se autorizarán después de haberlo notificado al director de proyecto.

6.5 Cualquier problema que comprometa los resultados de la intercomparación o el rendimiento de los equipos se notificará al director de proyecto.

## 7. **Adquisición de datos**

7.1 El comité de organización debería establecer los procedimientos adecuados para la adquisición de datos, como la frecuencia de mediciones, los intervalos de muestreo, el promedio de datos, la reducción de datos (limitado a la capacidad de cada participante), los formatos de datos, el control de calidad en tiempo real, el control de calidad posterior al análisis y los informes de datos.

7.2 El comité internacional de organización inicial decidirá sobre el equipo y los programas informáticos de adquisición de datos para la prueba, los cuales deberían comprobarse adecuadamente antes de comenzar la intercomparación. Será preferible el uso de un paquete de procesamiento establecido, como el descrito en OMM (1996b).

7.3 El director de proyecto establecerá, con aprobación de los participantes, el tiempo de demora entre la observación y el envío de datos al director de proyecto. Puede considerarse suficiente una hora después de finalizar la observación (cuando estalla el globo).

7.4 El director de proyecto tiene la responsabilidad de verificar los datos antes del análisis, de las fases del control de calidad que han de seguirse, y del envío de los datos finales.

7.5 El director de proyecto establecerá los medios que se utilizarán para almacenar los datos, después de tener en cuenta la capacidad del organismo organizador, pero los medios utilizados para devolver los datos finales de la prueba a los participantes puede variar de acuerdo con las capacidades informáticas de cada participante. El director de proyecto debería estar al tanto de esas capacidades.

7.6 El director de proyecto debe proporcionar los datos finales a todos los participantes y, en consecuencia, el organismo organizador debe ser capaz de recibir todos los ficheros de datos de cada participante.

## 8. **Proceso y análisis de datos**

### 8.1 **Análisis de datos**

8.1.1 Debería proponerse un marco para el análisis de datos y aprobarlo antes de comenzar la intercomparación real. El marco debería incluirse como parte del plan experimental.

8.1.2 Debe llegarse a un acuerdo entre los participantes en lo que se refiere a los métodos de conversión de datos, los algoritmos de calibración y corrección, los términos y las abreviaturas, las constantes, y una descripción completa de los métodos de análisis estadísticos propuestos. Es fundamental que el proceso de datos lo lleven a cabo expertos experimentados designados por la OMM.

8.1.3 El comité de organización debería verificar si son adecuados los procedimientos de análisis seleccionados.

8.1.4 Los resultados de las intercomparaciones deberían ser examinados por el comité de organización, quien tendrá en cuenta el contenido y las recomendaciones que figuran en el informe final.

### 8.2 **Proceso de datos y disponibilidad de bases de datos**

8.2.1 Todos los datos meteorológicos y ambientales esenciales se almacenarán en una base de datos para su ulterior uso y análisis por los participantes. El director de proyecto se encargará de la supervisión de estos datos.

8.2.2 Una vez terminada la intercomparación, el director de proyecto proporcionará a los participantes una serie completa de todos los datos relativos a cada participante.

## 9. **Informe final de la intercomparación**

9.1 El director de proyecto preparará el proyecto de informe final que será sometido a la consideración del comité de organización y de los miembros participantes para sus comentarios y enmiendas. Se debería determinar un plazo límite para el envío de respuestas.

- 9.2 Los comentarios y las enmiendas deberían remitirse al director de proyecto, con copia dirigida al comité de organización.
- 9.3 Cuando esté listo el informe final enmendado, se debería presentar a la consideración del comité de organización, que podría reunirse para deliberar sobre el informe, si procede, o aprobarlo.
- 9.4 Después de que el comité de organización aprueba el documento final para su publicación, este se debería enviar a la Secretaria de la OMM para su publicación y distribución.
- 9.5 No debería permitirse la reproducción con fines comerciales de cualquier gráfico o cuadro del informe final sin la autorización expresa de la OMM.

## 10. Comentarios finales

10.1 El comité de organización podría convenir en que los resultados intermedios fueran presentados solo por el director de proyecto y de que los participantes presentaran datos limitados en las conferencias técnicas, salvo sus propios datos de prueba que podrían utilizarse de manera ilimitada. Una vez que la Secretaria de la OMM ha programado la publicación del informe final, la Organización pondrá los datos a disposición de todos los Miembros que lo soliciten. Los Miembros podrán así examinar los datos y explicar los resultados en reuniones y publicaciones.

## PARTE II. DIRECTRICES PARA EL ESTABLECIMIENTO LOS SITIOS DE ENSAYO

### 1. Introducción

- 1.1 A fin de apoyar la estabilidad a largo plazo del sistema mundial de observación en altitud, es fundamental conservar la capacidad de rendimiento cuantitativo de las comparaciones de radiosondas. Los sistemas operativos, actuales y futuros, de radiosondas se deben controlar periódicamente con instrumentos de referencia durante el vuelo. Los Miembros deben mantener un número mínimo de sitios de ensayo con la infraestructura necesaria para realizar las pruebas de intercomparación de radiosondas.
- 1.2 La experiencia adquirida desde 1984 en la series de intercomparaciones de radiosondas de la OMM ha demostrado que es necesario contar con una serie de sitios para comparar las radiosondas en diversas condiciones de vuelo.
- 1.3 El rendimiento de los sensores de la humedad relativa depende sobre todo de las condiciones durante una prueba, por ejemplo, de la cantidad de nubes y lluvia que se encuentra durante el ascenso o si la superficie de humedad es alta o baja.
- 1.4 Los errores de la temperatura diurna dependen del albedo solar, y, por lo tanto, de la superficie del albedo y de la cobertura de nubes. De esta manera, los errores de temperatura que se registran en los sitios costeros pueden diferir mucho de los registrados en sitios ubicados en tierra. Los errores en el infrarrojo de los sensores de temperatura no solo dependerán de las condiciones de la superficie y de la distribución de las nubes, sino también de la temperatura atmosférica. De esta manera, los errores de temperatura en el infrarrojo en los trópicos (por ejemplo cerca de la tropopausa) serán muy diferentes de los procedentes de las latitudes medias.
- 1.5 Los errores de numerosos sistemas de observación en altitud dependen de las distancias que recorren los globos a partir de los sitios de lanzamiento (y también de la elevación del globo con respecto al sitio de lanzamiento). Por lo tanto, las pruebas de comparación deben abarcar situaciones tanto con vientos en altitud débiles como fuertes.

## 2. Medios y servicios necesarios en los sitios

2.1 Los sitios adaptados para realizar pruebas deben tener suficientes construcciones/oficinas para facilitar áreas de trabajo en apoyo a las operaciones de cuatro sistemas diferentes como mínimo.

2.2 El sitio debería tener mediciones en superficie de buena calidad de temperatura, humedad relativa, presión y viento, medidos cerca de los sitios de lanzamiento de las radiosondas. Serían de gran utilidad mediciones adicionales de calidad de referencia de la temperatura, la presión y la humedad relativa.

2.3 El sitio de la prueba debería tener un método para hacer mediciones absolutas de la altura geopotencial durante vuelos de prueba (probablemente mediante una radiosonda con sistema de posicionamiento mundial (GPS) capaz de realizar mediciones exactas de la altura).

2.4 El sitio de la prueba debería tener un sensor GPS de superficie bien establecido para medir el vapor de agua integrado, o radiómetros e interferómetros de utilización en tierra.

2.5 Los sistemas de observación de nubes en el sitio de la prueba, como los nefobasímetros láser y los radares de nubes, son adecuados.

2.6 Los lidares de medida de los aerosoles y de la humedad relativa también pueden resultar útiles en el sitio de la prueba.

2.7 Las autoridades nacionales de control del tráfico aéreo deben dar la aprobación al sitio para el lanzamiento de los globos más grandes (3 000 g) con cargas útiles de hasta 5 kg. Los sitios de lanzamiento de globos deben poder lanzar estos grandes globos.

## 3. Situación geográfica propuesta

3.1 Para facilitar las pruebas que realizarán los principales fabricantes, se recomienda que los principales sitios de ensayo se mantengan o establezcan en latitudes medias en América del Norte, Europa y Asia. Lo ideal sería que en estas regiones se instalara un mínimo de dos sitios, uno que represente las condiciones costeras (marinas) y el otro que represente las condiciones que se hallan en la mitad del continente.

3.2 Además, se recomienda que se establezcan dos sitios de prueba en los trópicos, sobre todo para las pruebas de los sensores de humedad relativa.

3.3 Si los principales sitios de prueba mencionados más arriba no permiten que los sensores de humedad relativa tomen muestras adecuadas en condiciones extremas (por ejemplo, condiciones muy secas de bajo nivel), convendría establecer otros sitios de prueba en zonas áridas, o donde las temperaturas de superficie sean muy frías (inferiores a  $-30$  °C en invierno). Es posible que se seleccionen algunos a partir de los emplazamientos establecidos de la Red de referencia de observación en altitud del SMOC.

## PARTE III. DIRECTRICES PARA PRUEBAS PROTOTIPO

### 1. Introducción

1.1 Las principales comparaciones de radiosondas de la OMM se organizan cada 5 a 6 años aproximadamente, beneficiando a un gran número de fabricantes con una prueba a gran escala de los sistemas que ya se han sometido a pruebas prototipo. Por lo que respecta a los nuevos diseños o a aquellos fabricantes que deban corregir los problemas detectados en una comparación de radiosondas de la OMM, es necesario efectuar pruebas más cortas y menos costosas.

1.2 Probablemente lo mejor para los fabricantes que quieran demostrar que se ha resuelto un problema sea que las pruebas se realicen en uno de los emplazamientos de la CIMO designados para tal fin.

1.3 Además, la elaboración y selección de nuevos diseños nacionales de radiosonda merece pruebas prototipo en ubicaciones nacionales adecuadas.

## 2. **Procedimientos recomendados**

2.1 Las pruebas encaminadas a demostrar que se han rectificado los problemas habrán de efectuarse siguiendo las normas y los métodos que se aplican en las comparaciones de radiosondas de la OMM. Para ello, los sitios de pruebas de la CIMO deben contar con personal plenamente familiarizado con los procedimientos y las técnicas de las comparaciones, y, además, es necesario el uso de dos tipos de radiosonda de calidad conocida como patrones de referencia y vínculo de radiosondas con los resultados de la comparación.

2.2 En las pruebas prototipo nacionales, es fundamental comparar las mediciones con radiosondas que se lancen juntas en un globo. En el mejor de los casos, las radiosondas deberían suspenderse de tal manera que puedan girar libremente en vuelo, ya que esto es lo que sucede en los ascensos. El funcionamiento de radiofrecuencias de la nueva radiosonda debe ser lo suficientemente bueno para garantizar que la frecuencia no se desplaza ni provoca interferencias a la radiosonda con la que se está comparando. La comparación de los resultados debería efectuarse como una función del tiempo de vuelo, dado que no es prudente dar por hecho que las atribuciones de altura o presión a las mediciones de la temperatura y humedad relativa presentan errores insignificantes. El número de vuelos de prueba iniciales puede ser bastante reducido, ya que algunos errores iniciales a menudo son grandes y pueden detectarse rápidamente, incluso al establecer comparaciones con una radiosonda nacional de menor calidad.

2.3 No obstante, cuando el objetivo consiste en mejorar el nuevo diseño de radiosonda nacional para que la calidad de su medición se asemeje a la de las radiosondas de alta calidad verificadas en la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, será necesario utilizar una de las radiosondas de mejor calidad como referencia de prueba. Asimismo, deberán observarse siempre las instrucciones del fabricante cuando se prepare la radiosonda de calidad superior para los vuelos de prueba. Las pruebas deben realizarse de día y de noche, ya que deben detectarse los errores de la sonda para las temperaturas diurnas y, de noche, los errores de la humedad relativa son a menudo más acusados que de día.

2.4 Las pruebas prototipo finales deberán realizarse en una época del año en la que la variación de la humedad relativa en la vertical y con el tiempo sea alta en todos los niveles en la troposfera.

## 3. **Archivo de resultados**

3.1 Los resultados de las pruebas en los centros de prueba de la CIMO deben transmitirse al equipo de expertos de la CIMO pertinente para su verificación y presentación en los sitios web de la CIMO.

3.2 Cuando un nuevo proyecto nacional alcanza su fase de madurez, sería también de utilidad para el futuro que se transmitiesen al equipo de expertos de la CIMO pertinente los resultados de la prueba de la comparación.

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Fujiwara, M., M. Shiotani, F. Hasebe, H. Vömel, S. J. Oltmans, P. W. Ruppert, T. Horinouchi y T. Tsuda, 2003: "Performance of the Meteorolabor 'Snow White' chilled-mirror hygrometer in the tropical troposphere: Comparisons with the Vaisala RS80 A/H-Humicap sensors", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 20, págs 1534 a 1542.
- Hyland, R. W. y A. Wexler, 1983: "Formulations for the thermodynamic properties of the saturated phases of H<sub>2</sub>O from 173.15 K to 473.15 K", en *ASHRAE Transactions*, vol. 89, núm. 2A, págs. 500 a 519.
- Immler, F. J., J. Dykema, T. Gardiner, D. N. Whiteman, P. W. Thorne y H. Vömel, 2010: "Reference quality upper-air measurements: guidance for developing GRUAN data products", en *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 3, págs. 1217 a 1231.
- Kitchen, M., 1989: "Representativeness errors for radiosonde observations", en *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 115, págs. 673 a 700.
- Kursinski, E. R., G. A. Hajj, J. T. Schofield, R. P. Linfield y K. R. Hardy, 1997: "Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, págs. 23429 a 23466.
- List, R. J., 1968: *Smithsonian Meteorological Tables*. Washington, Smithsonian Institution Press.
- Luers, J. K. y R. E. Eskridge, 1998: "Use of radiosonde temperature data in climate studies", en *Journal of Climate*, vol. 11, págs. 1002 a 1019.
- McIlveen, J. F. R. y F. H. Ludlam, 1969: "The lag of the humidity sensor in the British radiosonde", en *Meteorological Magazine*, vol. 98, págs. 233 a 246.
- Miloshevich, L. M., A. Paukkunen, H. Vömel y S. J. Oltmans, 2004: "Development and validation of a time-lag correction for Vaisala radiosonde humidity measurements", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 21, págs. 1305 a 1327.
- Miloshevich, L. M., H. Vömel, D. N. Whiteman y T. Leblanc, 2009: "Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 114, núm. D11305.
- Nash, J., 1984: *Compatibility of Radiosonde Measurements in the Upper Troposphere and Lower Stratosphere for the Period 1 November 1981 to 31 October 1982*. Oficina Meteorológica, Bracknell, O. S. M. No. 24.
- Nash, J., J. B. Elms y T. J. Oakley, 1995: "Relative humidity sensor performance observed in recent international radiosonde comparisons", en *Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 43 a 48.
- Organización Meteorológica Mundial, 1970: *Performance Requirements of Aerological Instruments: an Assessment Based on Atmospheric Variability* (C.L. Hawson). Technical Note No. 112 (WMO-No. 267, TP. 151). Ginebra.
- , 1975: *Upper-Air Sounding Studies* (A.H. Hooper). Technical Note No. 140 (WMO-No. 394), volumen I, Ginebra.
- , 1986: *Algorithms for Automatic Aerological Soundings* (A.H. Hooper). Instruments and Observing Methods Report No. 21 (WMO/TD-No. 175). Ginebra.
- , 1987: *WMO International Radiosonde Comparison* (UK 1984, USA 1985): Final Report (J. Nash and F.J. Schmidlin). Instruments and Observing Methods Report No. 30 (WMO/TD-No. 195). Ginebra.
- , 1989a: "SRS-400: The new Swiss radiosonde" (B. Hoegger, A. Heimo, G. Levrat y J. Rieker), en *Papers Presented at the Fourth WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation* (TECIMO-IV). Instruments and Observing Methods Report No. 35 (WMO/TD-No. 303). Ginebra.
- , 1989b: *Compatibility of Radiosonde Geopotential Measurements* (M. Kitchen). Instruments and Observing Methods Report No. 36 (WMO/TD-No. 344). Ginebra.
- , 1991: *WMO International Radiosonde Comparison – Phase III, Dzhambul (USSR), 1989: Final Report* (A. Ivanov, A. Kats, S. Kurnosenko, J. Nash and N. Zaitseva). Instruments and Observing Methods Report No. 40 (WMO/TD-No. 451). Ginebra.
- , 1992: *Vocabulario Meteorológico Internacional* (OMM-Nº 182). Ginebra.
- , 1993a: *Historical Changes in Radiosonde Instruments and Practices* (D.J. Gaffen). Instruments and Observing Methods Report No. 50 (WMO/TD-No. 541). Ginebra.
- , 1993b: *Report by the Rapporteur on Radiosonde Compatibility Monitoring*. Part A: WMO Catalogue of Radiosondes and Upper-air Wind Systems in Use by Members (1993), Part B: Compatibility of Radiosonde Geopotential Measurements 1990, 1991 and 1992 (T. Oakley). Instruments and Observing Methods Report No. 56 (WMO/TD-No. 587). Ginebra.



- , 1994: “The difference in observed temperatures from radiosondes suspended 10 m and 40 m beneath a 1400 g balloon” (J.B. Elms, J. Nash y G. Williams), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*. Instruments and Observing Methods Report No. 57 (WMO/TD-No. 588). Ginebra.
- , 1996a: *WMO International Radiosonde Comparison – Phase IV, Tsukuba (Japan), 1993: Final Report* (S. Yagi, A. Mita and N. Inoue). Instruments and Observing Methods Report No. 59 (WMO/TD-No. 742). Ginebra.
- , 1996b: *Description and User Guide for the Radiosonde Comparison and Evaluation Software Package (RSKOMP – Version 3/Version 4)* (S. Kurnosenko and T. Oakley). Instruments and Observing Methods Report No. 60 (WMO/TD-No. 771). Ginebra.
- , 1998: *Report by the Rapporteur on Radiosonde Compatibility Monitoring*. Part A: WMO Catalogue of Radiosondes and Upper-air Wind Systems in Use by Members (1998), Part B: Compatibility of Radiosonde Geopotential Measurements 1995, 1996 and 1997 (T. Oakley). Instruments and Observing Methods Report No. 72 (WMO/TD-No. 886). Ginebra.
- , 2003: *WMO Catalogue of Radiosondes and Upper-air Wind Systems in Use by Members in 2002 and Compatibility of Radiosonde Geopotential Measurements for Period from 1998 to 2001* (J. Elms). Instruments and Observing Methods Report No. 80 (WMO/TD-No. 1197). Ginebra.
- , 2006a: *WMO Intercomparison of Radiosonde Systems – Vacoas (Mauritius), 2005* (J. Nash, R. Smout, T. Oakley, B. Pathack and S. Kurnosenko). Instruments and Observing Methods Report No. 83 (WMO/TD-No. 1303). Ginebra.
- , 2006b: *The WMO Radiosonde Humidity Sensor Intercomparison* (A. Balagurov, A. Kats and N. Krestyannikova (Phase I, Russian Federation) and F. Schmidlin (Phase II, USA)). Instruments and Observing Methods Report No. 85 (WMO/TD-No. 1305). Ginebra.
- , 2006c: *WMO Intercomparison of GPS Radiosondes – Alcântara (Brazil), 2001* (R. da Silveira, G.F. Fisch, L.A.T. Machado, A.M. Dall’Antonia, L.F. Sapucci, D. Fernandes, R. Marques and J. Nash). Instruments and Observing Methods Report No. 90 (WMO/TD-No. 1314). Ginebra.
- , 2006d: “Recent application of the Accurate Temperature Measuring (ATM) radiosonde” (F. J. Schmidlin), en *Papers and posters presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2006)*. Instruments and Observing Methods Report No. 94 (WMO/TD-No. 1354). Ginebra.
- , 2009: *GRUAN Implementation Plan 2009–2013*. GCOS-134 (WMO/TD-No. 1506). Ginebra.
- , 2010a: *Manual del Sistema Mundial de Observación (OMM-N° 544)*, volumen I. Ginebra.
- , 2010b: “A new operational radiosonde for the UK. Procurement testing at Camborne Met Office, September–October 2009” (J. Nash, M. Smees y otros), en *Papers and posters presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2010)*. Instruments and Observing Methods Report No. 104 (WMO/TD-No. 1546). Ginebra.
- , 2011a: *Reglamento Técnico (OMM-N° 49)*, Volumen I, apéndice A. Ginebra.
- , 2011b: *WMO Intercomparison of High Quality Radiosonde Systems – Yangjiang (China), 2010* (J. Nash, T. Oakley, H. Vömel and L. Wei). Instruments and Observing Methods Report No. 107 (WMO/TD-No. 1580). Ginebra.
- , 2011c: *Manual de claves (OMM-N° 306)*, volumen I.1. Ginebra.
- , 2014: *Observing Systems Capability Analysis and Review Tool (OSCAR): user requirements for observation*, <http://www.wmo-sat.info/oscar/observingrequirements>.
- , 2015: *Measurement of Upper-air Pressure, Temperature and Humidity* (J. Nash). Informe N° 121 sobre instrumentos y métodos de observación. Ginebra.
- Paukkunen, A., 1995: “Sensor heating to enhance reliability of radiosonde humidity measurement”, en *Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 65 a 69.
- Philipona, R., A. Kräuchi, G. Romanens, G. Levrat, P. Ruppert, E. Brocard, P. Jeannet, D. Ruffieux y B. Calpini, 2013: “Solar and thermal radiation errors on upper-air radiosonde temperature measurements”, en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 30, págs. 2382 a 2393.
- Schmidlin, F. J., H. Sang Lee y B. Ranganayakamma, 1995: “Deriving the accuracy of different radiosonde types using the three-thermistor radiosonde technique”, en *Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 27 a 31.
- Shimizu, K. y F. Hasebe, 2010: “Fast-response high-resolution temperature sonde aimed at contamination-free profile observations”, en *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 3, págs. 1673 a 1681.
- Sonntag, D., 1994: “Advancements in the field of hygrometry”, en *Zeitschrift für Meteorologie*, vol. 3, núm. 2, págs. 51 a 66.

- Turner, D. D., B. M. Lesht, S. A. Clough, J. C. Liljegren, H. E. Revercomb y D. C. Tobon, 2003: "Dry bias and variability in Vaisala RS80-H radiosondes: The ARM experience", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 20, págs. 117 a 132.
- Turtiainen, H., S. Tammela e I. Stuns, 1995: "A new radiosonde temperature sensor with fast response time and small radiation error", en *Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 60 a 64.
- Vömel, H., D. E. David y K. Smith, 2007a: "Accuracy of tropospheric and stratospheric water vapor measurements by the cryogenic frost point hygrometer: Instrument details and observations", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, núm. D08305.
- Vömel, H., H. Selkirk, L. Miloshevich, J. Valverde-Canossa, J. Valdés, E. Kyrö, R. Kivi, W. Stolz, G. Peng y J. A. Díaz, 2007b: "Radiation dry bias of the Vaisala RS92 humidity sensor", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 24, págs. 953 a 963.
- Wade, C. G., 1995: "Calibration and data reduction problems affecting national weather service radiosonde humidity measurements", en *Ninth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Carolina del Norte, págs. 37 a 42.
- Wang, J. y L. Zhang, 2008: "Systematic errors in global radiosonde precipitable water data from comparisons with ground-based GPS measurements", en *Journal of Climate*, vol. 21, págs. 2218 a 2238.
- Wexler, A., 1976: "Vapor pressure formulation for water in range 0 to 100 °C. A revision", en *Journal of Research of the National Bureau of Standards – A. Physics and Chemistry*, vol. 80A, núms. 5 y 6, págs. 775 a 785.
- , 1977: "Vapor pressure formulation for ice", en *Journal of Research of the National Bureau of Standards – A. Physics and Chemistry*, vol. 81A, núm. 1, págs. 5 a 20.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 13. MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD .....	458
13.1 Generalidades .....	458
13.1.1 Definiciones .....	458
13.1.2 Unidades de medida del viento en altitud .....	458
13.1.3 Requisitos meteorológicos .....	459
13.1.3.1 Aplicaciones para operaciones meteorológicas .....	459
13.1.3.2 Mejoras en los procedimientos de notificación .....	460
13.1.3.3 Requisitos de exactitud .....	460
13.1.3.4 Requisitos de altitud máxima .....	462
13.1.4 Métodos de medición .....	463
13.1.4.1 Seguimiento mediante señales de radionavegación .....	464
13.1.4.2 Seguimiento mediante antena direccional .....	464
13.2 Sensores e instrumentos de medición del viento en altitud .....	465
13.2.1 Teodolitos ópticos .....	465
13.2.2 Radioteodolitos .....	466
13.2.3 Radar .....	467
13.2.3.1 Radares primarios .....	467
13.2.3.2 Radares secundarios .....	467
13.2.4 Sistemas de seguimiento de ayuda a la navegación .....	468
13.2.4.1 Disponibilidad de señales navaid en el futuro .....	469
13.2.4.2 Sistema de Posicionamiento Global .....	469
13.2.4.3 Cadenas LORAN-C .....	470
13.3 Métodos de medición .....	471
13.3.1 Consideraciones generales sobre el procesamiento de datos .....	471
13.3.2 Observaciones realizadas con globos piloto .....	472
13.3.3 Observaciones realizadas con una antena direccional .....	472
13.3.4 Observaciones realizadas con sistemas de radionavegación .....	473
13.4 Ubicación del equipo en tierra .....	474
13.5 Fuentes de error .....	474
13.5.1 Generalidades .....	474
13.5.1.1 Errores de seguimiento del objetivo .....	475
13.5.1.2 Errores en la asignación de altura .....	475
13.5.1.3 Movimiento del objetivo respecto de la atmósfera .....	476
13.5.2 Errores en las observaciones con globos piloto .....	476
13.5.3 Errores de los sistemas que utilizan una antena direccional .....	476
13.5.4 Errores en los sistemas de medición del viento mediante GPS .....	479
13.5.5 Errores en los sistemas de radionavegación terrestres LORAN-C .....	482
13.5.6 Errores de representatividad .....	483
13.6 Comparación, calibración y mantenimiento .....	485
13.6.1 Comparación .....	485
13.6.1.1 Control operativo por comparación con campos de predicción .....	485
13.6.1.2 Comparación con otros sistemas de medición del viento .....	486
13.6.2 Calibración .....	486
13.6.3 Mantenimiento .....	487
13.7 Correcciones .....	487
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	489

## CAPÍTULO 13. MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD

### 13.1 GENERALIDADES

#### 13.1.1 Definiciones

Las definiciones siguientes han sido tomadas del *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM, 2010):

*Observación con globo piloto:* determinación de los vientos en altitud siguiendo la trayectoria de un globo libre con la ayuda de un dispositivo óptico.

*Observación de radioviento:* determinación de los vientos en altitud siguiendo la trayectoria de un globo libre por medios electrónicos.

*Observación de radiovientosonda:* observación combinada de radioviento y de radiosonda.

*Observación del aire en altitud:* observación meteorológica realizada en la atmósfera libre, bien directa o indirectamente.

*Observación del viento en altitud:* observación efectuada a una altura dada o resultado de un sondeo completo para determinar la velocidad y la dirección del viento en la atmósfera.

El presente capítulo aborda principalmente las observaciones realizadas con radioviento y globos piloto. En varios capítulos de la parte II se examinan las técnicas relativas a los globos, así como las mediciones que requieren plataformas especiales, equipo especializado o que se hacen indirectamente por métodos de teledetección. Actualmente se recibe un gran número de observaciones de aeronaves comerciales y también de perfiladores de viento y radares meteorológicos. Los datos adquiridos desde globos se obtienen principalmente mediante técnicas de radiovientosonda, aunque pueden realizarse también observaciones mediante globos piloto y radioviento cuando se necesitan datos adicionales, sin los gastos que implica el lanzamiento de una radiosonda.

#### 13.1.2 Unidades de medida del viento en altitud

La velocidad del viento en altitud se expresa generalmente en metros por segundo o en nudos, aunque también se utiliza el kilómetro por hora. La dirección de la que procede la corriente de aire se notifica en grados a partir del norte: 90° representa el viento que proviene del este, 180° el del sur, 270° el del oeste y 0/360° el del norte. En los informes TEMP, la dirección del viento se redondea a los 5° más cercanos. Al utilizar esta resolución, se reduce la exactitud que puede obtenerse con los sistemas modernos de medición del viento, en especial cuando los vientos en altitud son fuertes. Los datos de estos sistemas codificados en BUFR brindan información más exacta sobre la dirección y velocidad del viento en altitud.

Los informes sobre la dirección del viento de superficie resultantes de mediciones realizadas a 1° o menos de latitud del Polo Norte o del Polo Sur deben notificarse de manera que el cero de su acimut esté alineado con el meridiano 0° de Greenwich. Todas las estaciones de observación en altitud fijas y móviles ubicadas a hasta 1° de latitud del Polo Norte o del Polo Sur deberían utilizar este sistema de coordenadas distinto con respecto a la dirección del viento en todos los niveles del sondeo completo, incluso si el globo se aleja a más de 1° de latitud del polo. El método de información de estas mediciones debería indicar que en el informe de observación del aire en altitud se utilizó un sistema de coordenadas diferente, en particular si se utilizaron claves alfanuméricas tradicionales; la ubicación de la estación en clave BUFR indica automáticamente que se utilizó ese sistema de coordenadas diferente.

La altura utilizada al informar sobre mediciones de radioviento y radiovientosonda es la altura geopotencial, de modo que las mediciones del viento se realizan a la misma altura que las mediciones de radiosonda de la temperatura y la humedad relativa (véase el capítulo 12 de la parte I (sección 12.3.6)). La conversión de la altura geométrica, medida con radiosonda GPS o radar, a la altura geopotencial es simplemente una función del campo gravitacional en un lugar determinado y no depende del perfil de temperatura y humedad del lugar. La energía potencial gravitatoria ( $\Phi$ ) de una unidad de masa de cualquier cosa es la integral de la gravedad normal del nivel medio del mar ( $z_{\text{geométrica}} = 0$ ) a la altura de la masa ( $z_{\text{geométrica}} = Z$ ), según la ecuación 13.1:

$$\Phi = \int_0^Z \gamma(z_{\text{geométrica}}, \varphi) dz_{\text{geométrica}} \quad (13.1)$$

donde  $\gamma(z_{\text{geométrica}}, \varphi)$  es la gravedad normal por encima del geoide. Es una función de la altitud geométrica,  $z_{\text{geométrica}}$ , y la latitud geodésica,  $\varphi$ .

Este geopotencial se divide por la gravedad normal a  $45^\circ$  de latitud para obtener la altura geopotencial utilizada por la OMM:

$$z(z_{\text{geométrica}}, \varphi) = \Phi(z_{\text{geométrica}}, \varphi) / \gamma_{45^\circ} = \left( \int_0^z \gamma(z_{\text{geométrica}}, \varphi) dz_{\text{geométrica}} \right) / \gamma_{45^\circ} \quad (13.2)$$

donde  $\gamma_{45^\circ}$  se tomó en la definición como  $9,806\ 65\ \text{m s}^{-2}$ .

Así pues, la unidad utilizada para designar la altura es el metro geopotencial tipo. En la troposfera, el valor de la altura geopotencial es una aproximación cercana a la altura geométrica expresada en metros (véase, por ejemplo, el capítulo 12 de la parte I (cuadro 12.4)). Las alturas geopotenciales utilizadas en los informes del viento en altitud tienen como referencia el nivel del mar, pero en numerosos sistemas el cálculo de las mismas se realiza inicialmente en términos de la altura sobre el nivel de la estación.

La conversión de las alturas geométricas a las alturas geopotenciales se detalla en el capítulo 12 de la parte I, con inclusión de expresiones adecuadas para la dependencia del campo gravitacional de la altura y la latitud.

### 13.1.3 Requisitos meteorológicos

#### 13.1.3.1 Aplicaciones para operaciones meteorológicas

Las observaciones del viento en altitud son esenciales para las predicciones meteorológicas operativas en todas las escalas a nivel mundial, y son más eficaces cuando se utilizan junto con mediciones simultáneas de campo de masa (temperatura y humedad relativa).

- En la capa límite atmosférica, las mediciones fiables del viento en altitud y de la cizalladura vertical del viento son esenciales para las predicciones de la contaminación ambiental.
- Son fundamentales para la seguridad y el ahorro de las operaciones aeronáuticas.
- La exactitud de las mediciones del viento en altitud y de la cizalladura vertical del viento resulta crucial para el lanzamiento de vehículos espaciales y otros tipos de cohetes.
- Las incertidumbres en la determinación de los vientos en altitud son el factor que limita la puntería de la artillería moderna y, por lo tanto, tienen importancia para la seguridad de las operaciones militares.
- El viento en altitud es una de las variables climáticas esenciales.

### 13.1.3.2 **Mejoras en los procedimientos de notificación**

Por lo general, los valores del viento en altitud se introducen en las predicciones numéricas del tiempo como promedios a lo largo de una capa cuyo espesor dependerá de las escalas de movimiento atmosférico concernientes a la predicción. Tales valores no suelen utilizarse como datos de entrada a las presiones o altitudes tipo, sino que, generalmente, estarán centrados en altitudes de presión que variarán a medida que cambia la presión de superficie en el lugar de la observación. Así pues, es de importancia fundamental que en los informes del viento en altitud se represente con exactitud la variación de los vientos entre niveles tipo. Ello permite, además, asegurarse de que se comuniquen datos exactos del viento a esos niveles.

En los sistemas modernos de radioviento, las computadoras tienen la capacidad de suministrar fácilmente toda la estructura detallada de las operaciones meteorológicas y de la investigación científica. Los informes del viento en altitud deberían contener información suficiente para definir la cizalladura vertical del viento a través de los límites entre las diversas capas en los campos de masa. Por ejemplo, siempre que sea posible habría que informar de la cizalladura del viento a través de las inversiones de temperatura, o de la cizalladura del viento significativa asociada con grandes cambios de la humedad relativa en la vertical.

Al comunicar los datos del viento en altitud en las claves FM 35-XI Ext. TEMP o FM 32-XI PILOT (OMM, 2011a), se acepta una desviación de las velocidades del viento de hasta  $5 \text{ m s}^{-1}$  respecto de la interpolación lineal entre niveles significativos. El uso de algoritmos automatizados con ese límite de ajuste puede generar errores en los mensajes comunicados, que serán mucho mayores que los errores de observación. En ocasiones, el proceso de cifrado también puede reducir la exactitud más allá de las necesidades al respecto indicadas en el capítulo 12 de la parte I.

Ello debería prevenirse lo antes posible, presentando los informes en una clave BUFR apropiada que permita la presentación de datos sobre vientos verticales de alta resolución, además de los niveles significativos para satisfacer las necesidades de los usuarios. No obstante, hasta que ello se logre, para los mensajes TEMP y PILOT es posible utilizar, como práctica nacional, un límite de ajuste correspondiente a una velocidad del viento de  $3 \text{ m s}^{-1}$  en lugar de  $5 \text{ m s}^{-1}$ . Restringiendo el límite de ajuste debería obtenerse, en promedio, un informe de nivel significativo de viento por kilómetro, aproximadamente, en la vertical. Los informes TEMP o PILOT deberían comprobarse visualmente respecto de las mediciones detalladas del viento en altitud, y los mensajes comunicados tendrían que corregirse con el fin de eliminar los errores de ajuste inaceptables antes de su emisión.

En un comienzo, los datos del viento en altitud se procesaban manualmente o con una pequeña calculadora, por lo que no resultaba práctico elaborar informes detallados de la estructura vertical del viento, lo cual explica el uso de niveles significativos y límites de ajuste relativamente rudimentarios, que no son adecuados para la calidad de las observaciones producidas por los sistemas modernos de radiovientosonda.

### 13.1.3.3 **Requisitos de exactitud**

Los requisitos de exactitud para las mediciones del viento en altitud están descritos en términos de velocidad y dirección del viento, así como de los componentes ortogonales del viento, en el capítulo 12 de la parte I (anexo 12.A). En la mayoría de los casos, los sistemas de medición del viento en altitud deberían poder medir vientos de entre 0 y  $100 \text{ m s}^{-1}$ . Si los sistemas están concebidos para mediciones del viento a niveles bajos no siempre necesitarán un intervalo de valores tan amplio. Deben reducirse lo más posible los errores sistemáticos de la medición de la dirección del viento, desde luego muy por debajo de  $5^\circ$ , especialmente en lugares donde los vientos en altitud son habitualmente fuertes. En la década de 1990, con un buen mantenimiento operativo, la mayoría de los sistemas de medición del viento proporcionaban datos del viento en altitud con un error vectorial típico ( $2\sigma$ ) superior o igual a  $3 \text{ m s}^{-1}$  en la troposfera inferior y de 5 a  $6 \text{ m s}^{-1}$  en la troposfera superior y la estratosfera (Nash, 1994). La aparición de sistemas de medición del viento mediante GPS muy fiables significa que muchos sistemas modernos funcionan aún mejor, con un error vectorial típico ( $k = 2$ ) menor de  $1 \text{ m s}^{-1}$ , con poca degradación



de la calidad de las mediciones en la vertical (véanse los resultados de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China) (OMM, 2011b)).

En la figura 13.1 se muestran ejemplos de perfiles verticales de vientos horizontales de Yangjiang (China) y Reino Unido. Estas mediciones se realizaron con una resolución vertical superior a 150 m. La figura 13.1 a) muestra dos mediciones de Yangjiang espaciadas seis horas. La estructura fina de la vertical no es el resultado de ruido, sino la estructura real en la atmósfera, medida también por otros sistemas de radiovientosonda en los vuelos respectivos. Durante esta prueba hubo vientos muy fuertes del este en los niveles superiores de la estratosfera (asociados con la fase oriental de la oscilación cuasibienal). Los vientos más fuertes del norte asociados con el chorro a unos 16 km se extienden hasta unos 21 km y luego a la troposfera, a 17,5 km. La estructura detallada del viento en la estratosfera entre 22 y 34 km suele persistir más de 7 horas, lo que demuestra que una gran parte de la estructura detallada no es transitoria y por ello merece la pena que se archive y se notifique.

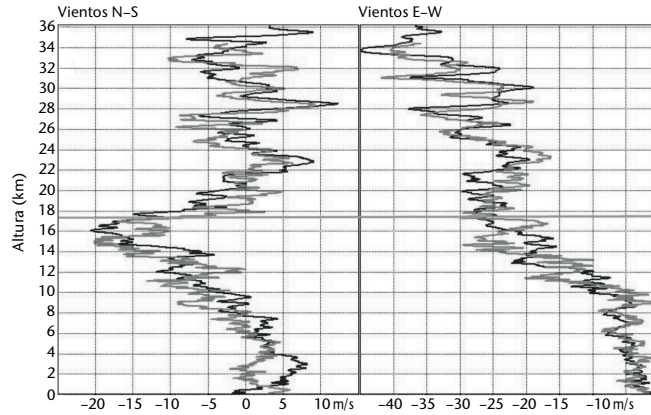
La figura 13.1 b) corresponde al principio del invierno en Reino Unido, en que la tropopausa es mucho más baja, a unos 11 km, pero nuevamente en este caso, los vientos más fuertes asociados con el chorro en la troposfera superior se extienden al menos hasta a 16 km. Las grandes perturbaciones en el viento causadas por las ondas gravitatorias inmediatamente por encima de la tropopausa no se resolverían a una resolución vertical de 1 km. En esta ocasión, hay otro chorro asociado con la circulación alrededor del vórtice polar a alturas superiores a 30 km. La figura 13.1 c) corresponde a las condiciones del verano de Reino Unido. En este caso hay una cizalladura vertical del viento significativa a través de la tropopausa. Los vientos del este predominan en la estratosfera a alturas superiores a 16 km, y no son tan fuertes como los vientos del oeste que hay en invierno. No obstante, entre 20 km y 32 km, vuelve a haber perturbaciones importantes en los vientos del verano.

Así pues, aunque la necesidad acusada por los usuarios de una resolución vertical para las mediciones del viento en altitud indicada en el capítulo 12 de la parte I (cuadro 12.B.1 del anexo 12.B) se sitúa entre 200 y 500 m en la troposfera y es de 1 km en la estratosfera, en la práctica hay información en las mediciones de radiovientosonda que debería archivarse e informarse por otras razones, además de los análisis de la predicción numérica del tiempo. Así, se recomienda que, cuando sea posible, los sistemas utilicen la mayor resolución disponible actualmente, con una resolución vertical igual o mayor que 200 m en la troposfera inferior y mayor que 300 m en la troposfera superior y la estratosfera inferior. Como puede verse, hay fuertes cizalladuras cerca del chorro máximo, y resolverlas con fiabilidad requiere una resolución vertical superior a los 500 m citados en el cuadro 12.B.1.

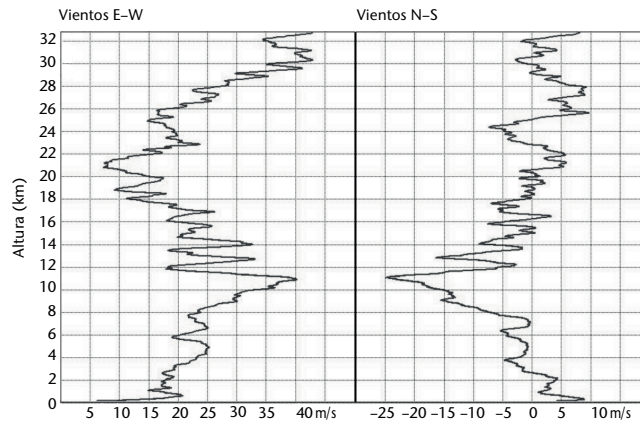
Una resolución vertical de 50 a 150 m puede ser útil para las actividades meteorológicas generales realizadas en la capa límite atmosférica (hasta 2 km por encima de la superficie). No obstante, para que el aumento de la resolución sea útil, el sistema de seguimiento utilizado deberá mantener una exactitud aceptable de las mediciones del viento a la resolución vertical más alta.

Es frecuente especificar mediciones del viento en altitud de gran exactitud para ciertos tipos de operaciones, como el lanzamiento de cohetes. En este caso, deben usarse globos especiales de superficie moldeada, que siguen los vientos más de cerca que los globos meteorológicos ordinarios. Como las observaciones deberán realizarse cerca del emplazamiento requerido y con un margen de tiempo dado, para cumplir esas condiciones de exactitud deberá planificarse cuidadosamente el calendario de observaciones necesario. Cabe señalar la siguiente característica de la variabilidad atmosférica: las diferencias del vector cuadrático medio entre dos observaciones del viento en altitud, sin errores y a una misma altura (por ejemplo, con una resolución vertical de 300 m), serán en general inferiores a  $1,5 \text{ m s}^{-1}$  si las mediciones se realizan simultáneamente y a una distancia inferior a 5 km en sentido horizontal. Lo mismo sucederá si las mediciones se efectúan en el mismo lugar, pero a intervalos de tiempo inferiores a unos 10 minutos (según estudios similares a menor escala que los estudios de representatividad de Kitchen (1989)).

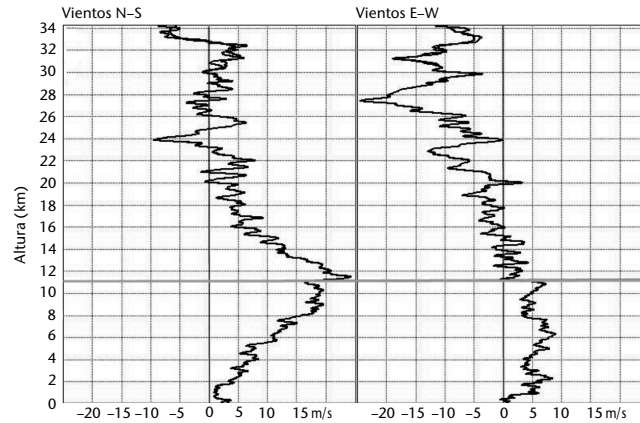




a) Vuelo 1 a las 0800 horas (en negro) y vuelo 3 a las 1448 horas (en gris) del 14 de julio de 2010, de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, en Yangjiang (China)



b) Medición de noviembre realizada en Camborne (Reino Unido); se superponen datos de dos tipos diferentes de radiosonda. (Nota: En este diagrama, los componentes zonal y meridional del viento están invertidos; es decir, el componente zonal se muestra a la izquierda)



c) Medición de julio realizada en Camborne (Reino Unido); se superponen datos de dos tipos diferentes de radiosonda.

**Figura 13.1. Ejemplos de perfiles verticales de los vientos horizontales, medidos a una resolución vertical de unos 150 m en Yangjiang (China), y a comienzos del invierno y del verano en Reino Unido; la línea gris horizontal indica la altura de la tropopausa.**

13.1.3.4 **Requisitos de altitud máxima**

En algunos emplazamientos, especialmente los que forman parte del Sistema Mundial de Observación del Clima, podría ser necesario utilizar equipos provistos de globos (como los examinados en este capítulo) para obtener información sobre el viento en altitud hasta alturas

de 35 km o más. Los globos necesarios para alcanzar estas alturas pueden ser mucho más costosos que los pequeños y económicos que transportan los sistemas de radiovientosonda a alturas de entre 20 y 25 km.

Una red ideal de observación del viento en altitud deberá tomar muestras en todas las escalas de movimiento (desde la planetaria hasta la mesoescala) en la troposfera y en la estratosfera inferior. La red de observación tendrá que identificar también estructuras de viento significativas a pequeña escala utilizando sistemas de teledetección de alta resolución temporal. No obstante, en la estratosfera media y alta las escalas de movimiento predominantes observadas en las operaciones meteorológicas son mayores (escala planetaria y escalas sinópticas mayores). Por esa razón, tal vez no sea necesario efectuar mediciones a alturas superiores a 25 km en todos los emplazamientos de una red nacional de observación del viento en altitud con un espaciamiento optimizado para las observaciones en la troposfera. El costo operativo total puede ser menor si se utilizan conjuntamente los sistemas de observación descritos en este capítulo y los sistemas de detección descritos en la parte II. En tales casos, la infraestructura técnica nacional deberá estar en condiciones de asegurar el mantenimiento adecuado de los diversos sistemas utilizados.

#### 13.1.4 Métodos de medición

Los datos de viento en altitud de sistemas instalados en globos se obtienen principalmente mediante técnicas de radiovientosonda, aunque pueden realizarse también observaciones mediante globos piloto y radioviento cuando se necesita disponer de datos adicionales sin los gastos que implica el lanzamiento de una radiosonda. Las observaciones de las estaciones de altitud del Sistema Mundial de Observación se complementan en tierra incorporando mediciones de aeronaves, perfiladores de viento y radares meteorológicos Doppler. En zonas con gran nivel de operaciones aeronáuticas, la información disponible de las aeronaves y los radares prevalecen sobre la de las radiosondas hasta una altura de unos 12 km. Sobre el mar, esas observaciones se obtienen principalmente mediante aeronaves civiles que vuelan a niveles de crucero. Estas observaciones se complementan incorporando perfiles verticales obtenidos mediante radiovientosondas lanzadas desde buques o islas apartadas, y mediante el seguimiento de nubes o de estructuras de vapor de agua observadas desde satélites meteorológicos geoestacionarios. En el futuro, se espera que las mediciones del viento por medio de dispositivos de lidar (detección y localización por ondas luminosas) a bordo de satélites y por radar mejoren la cobertura mundial de los actuales sistemas de observación. Los radares sónicos (sodares), los lidars y los anemómetros cometa se utilizan también para las mediciones del viento de alta resolución temporal, necesarias para aplicaciones específicas. Se están desarrollando también aeronaves sin piloto, de bajo costo, para usos meteorológicos.

Los métodos de radiovientosonda para medir la velocidad y la dirección del viento en altitud están generalmente basados en la observación del movimiento de un globo libre que asciende a una velocidad más o menos uniforme, o de objetos que caen por efecto de la gravedad, como las radiosondas con paracaídas. Dado que se precisa medir el movimiento horizontal del aire, es necesario que el objetivo utilizado no tenga un movimiento horizontal apreciable respecto del aire observado. La información esencial requerida de los sistemas de seguimiento directo incluye la altura del objetivo y las mediciones de su posición horizontal o, en su defecto, su velocidad horizontal a intervalos de tiempo conocidos. Los requisitos de incertidumbre indicados en el capítulo 12 de la parte I (anexo 12.A) incluyen el efecto de los errores de altitud o de presión atribuidos a las mediciones del viento. Será difícil cumplir los requisitos de exactitud operativa habituales en niveles superiores a la capa límite atmosférica utilizando métodos de seguimiento que presupongan cierta velocidad ascensional del globo, en lugar de medir la altura mediante un sistema de seguimiento o mediante una radiosonda incorporada al objetivo.

Para medir el movimiento de la atmósfera, los sistemas de teledetección dispersan radiación electromagnética o sonido desde alguno de los objetivos siguientes: hidrometeoros, polvo, aerosoles o heterogeneidades del índice de refracción causadas por una turbulencia atmosférica de pequeña escala o por las propias moléculas de aire.

Los métodos de medición directa del viento examinados en este capítulo utilizan objetivos cuya posición puede ser seguida continuamente. Aunque pueden utilizarse numerosos métodos para seguir los objetivos, en el presente texto se considerarán solo dos tipos ampliamente utilizados.

#### 13.1.4.1 **Seguimiento mediante señales de radionavegación**

Este método consiste en fijar a un objetivo (un globo ascendente o una radiosonda con paracaídas) una radiosonda capaz de recibir señales emitidas por un sistema de transmisores de radionavegación. El sistema más común es el uso de señales de satélites de navegación. En la práctica, hasta el momento, ello significa utilizar las señales GPS de NAVSTAR, aunque otros servicios de radionavegación introducidos más recientemente podrían utilizarse en el futuro. Una antena especial de la radiosonda recibe las señales de los satélites. El sistema también tiene una antena GPS situada en tierra para recibir señales de referencia. Un equipo GPS, en tierra o la radiosonda, decodificará las señales o calculará la posición de la radiosonda en tres dimensiones en función del tiempo.

El seguimiento mediante señales de radionavegación se logró por primera vez a gran escala con la cadena de navegación Omega, pero una vez que este servicio dejó de funcionar, la mayoría de los operadores de radiosondas pasaron a determinar el viento mediante GPS. También se utilizaron las señales de navegación de largo alcance en tierra basadas en el sistema LORAN, descrito en OMM (1985). La cobertura ofrecida por LORAN-C junto con el sistema ruso Chayka ha disminuido en los últimos años y ahora su uso operativo se limita principalmente a Europa oriental cuando Chayka está operando.

El seguimiento de ayuda a la navegación (navaid) por GPS se utiliza cada vez más en operaciones meteorológicas de rutina gracias al alto grado de automatización que ofrece este tipo de sistemas de determinación del viento. Además, el nivel de mantenimiento que requiere el equipo de navaid situado en tierra es muy bajo. La medición en altura con radiosondas GPS es el mejor método para determinar las alturas necesarias para la medición precisa de temperaturas en la estratosfera en los estudios climáticos.

Las primeras radiosondas GPS utilizaban la banda de frecuencias centrada en torno a 403 MHz del servicio de ayuda a la meteorología (MetAids) para transmitir datos a la superficie, pero hay unos pocos países en los que no se puede operar radiosondas civiles a gran escala en esta banda y se han desarrollado radiosondas GPS que también utilizan la banda de frecuencia más alta de MetAids en torno a 1 680 MHz.

#### 13.1.4.2 **Seguimiento mediante antena direccional**

En muchas redes nacionales grandes el mayor costo del material fungible de las radiosondas GPS se ha traducido en la continuación del uso de radiosondas sin GPS junto con un sistema de tierra que sigue la trayectoria del objetivo utilizando una antena direccional que mide el acimut y dos de los parámetros siguientes: ángulo de elevación, alcance oblicuo y altura. Las mediciones se realizan mayormente mediante un radioteodolito o un radar secundario (véase la sección 13.2.3.2) para seguir la trayectoria de una radiosonda transportada por un globo. En algunos casos, se utiliza un teodolito óptico para seguir la trayectoria del globo. Un radar primario (véase la sección 13.2.3.1) también puede seguir la trayectoria de un objetivo reflector transportado por el globo, pero aunque este sistema se usaba generalizadamente en el pasado, ya no es de uso común. La diferencia entre los radares primarios y secundarios es que el radar primario detecta los impulsos reflejados por su objetivo, mientras que el radar secundario solo transmite los impulsos y no busca reflexiones. Con un radar secundario, la radiosonda/transpondedor unida al globo recibe los impulsos de radar y transmite información sobre el momento de recepción a la estación de radar en tierra. Los sistemas de radar y radioteodolito suelen tener una incertidumbre en el seguimiento cercana a  $0,1^\circ$  en elevación y acimut, mientras que el margen de error de los sistemas de radar suele ser inferior a 30 m.

Los modernos sistemas de radioteodolito, con antenas de dimensiones inferiores a 2 m, son los más adecuados para efectuar mediciones del viento en altitud cuando las elevaciones de los

globos se mantienen entre 10° y 15°. El sistema de radar secundario sigue utilizándose en redes nacionales cuando se dispone de un espectro de radiofrecuencia de las bandas de frecuencias del servicio de ayuda a la meteorología. Las antenas direccionales que dan buenos resultados son las que funcionan en la banda de frecuencia de 1 680 MHz, dado que el tamaño de la antena necesario para el seguimiento direccional a 403 MHz es demasiado grande para la mayoría de las prácticas operativas modernas.

La decisión de utilizar un radioteodolito o una radiosonda GPS para medir el viento en altitud estará influida parcialmente por el alcance oblicuo máximo esperado en el emplazamiento de observación. El sistema de medición del viento por GPS obtendrá una medición con buena exactitud en los grandes alcances. El alcance máximo varía considerablemente con la latitud: 70 km serán adecuados en las regiones ecuatoriales y polares, pero se necesitarán alcances de hasta 200 km o más en ciertas zonas templadas de latitud media. En el cuadro 13.1 se indica el porcentaje de ocasiones en que se rebasaron ciertos alcances oblicuos con globos a 30 km de altitud. Los datos corresponden a estaciones ubicadas en Europa entre los paralelos 50° N y 60° N. Los porcentajes indicados corresponden al año entero, pero habría que tener presente que los sondeos que excedieron los límites se centraron en la estación invernal.

**Cuadro 13.1. Porcentaje de ocasiones en que se rebasaron ciertos alcances oblicuos (globo a 30 km de altitud)**

Alcance oblicuo excedido (km)	140	160	175	190
Porcentaje de ocasiones (%)	5	2	1	0,5

## 13.2 **SENSORES E INSTRUMENTOS DE MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD**

Los sistemas de radioviento se utilizaron en un principio para realizar mediciones del viento en altitud en presencia de nubes. Tales sistemas también eran capaces de efectuar mediciones muy exactas para grandes alcances, siguiendo trayectorias de globos a altitudes de hasta 30 km. En la actualidad, el uso de esos sistemas es esencial para obtener el grado de exactitud que requieren, en la mayoría de los casos, las mediciones modernas del viento en altitud. El alto nivel de automatización de los actuales sistemas de radiovientosonda permite prescindir de un operador durante la mayor parte del ciclo de medición, con lo cual se reduce el costo de las operaciones meteorológicas.

### 13.2.1 **Teodolitos ópticos**

Los teodolitos ópticos pueden utilizarse para hacer el seguimiento de globos cuando el costo de las mediciones de radioviento no puede justificarse, por ejemplo, en momentos intermedios entre los ascensos principales o en otros lugares de un país para zanjar las brechas de una red a altitudes más bajas (véase OMM, 2008). Los operadores deberán tener un alto nivel de formación y de pericia para evitar que los errores de medición del viento en altitud aumenten rápidamente cuando el globo supera la capa límite, aunque se han logrado períodos de observación útiles en partes de América del Sur y África.

El sistema óptico de los teodolitos de seguimiento de globos piloto debería estar montado de modo que el eje de su ocular permanezca siempre horizontal, cualquiera que sea la dirección en que se apunte el telescopio. Para ello, será preferible emplear un prisma pentagonal en lugar de un prisma ortogonal, ya que un ligero desplazamiento del primero no afectará la perpendicularidad de las dos partes que integran el eje óptico.

El ocular del enfoque del telescopio debería estar provisto de una rejilla de alambre y proporcionar de 20 a 25 aumentos con un campo de visión no inferior a 2°. El soporte del teodolito tendría que ser de estructura robusta. Debería permitir girar el teodolito rápidamente a mano, o lentamente por rozamiento o engranaje helicoidal en las ruedas acimutal y de elevación. Estas deberían estar graduadas en divisiones no superiores a 1° y provistas de nonios

o tornillos micrométricos que permitan realizar lecturas de ángulos con una resolución de  $0,05^\circ$ , con posibilidad de estimación a  $0,01^\circ$ . Las escalas tendrían que estar marcadas e iluminadas de manera que puedan leerse con facilidad, tanto de día como de noche. La holgura del engranaje de las ruedas no debería exceder de  $0,025^\circ$ . Los errores de colimación horizontal y vertical no deberían ser superiores a  $0,1^\circ$ .

Para facilitar el seguimiento de un globo en movimiento rápido, el teodolito debería estar provisto de una mira. Es también útil, a tal efecto, hacer uso de un telescopio secundario con un campo visual amplio no inferior a  $8^\circ$ .

La base del teodolito debería poder acoplarse a un trípode corriente u otro tipo de soporte, e incorporar algún dispositivo que permita nivelar con exactitud el aparato. El soporte debería ser adaptable a la estatura del observador. El teodolito debería ser de estructura robusta y estar protegido frente a la corrosión.

El sistema debería utilizarse con un programa informático apropiado para ingresar y verificar los datos de las observaciones a fin de detectar errores.

### 13.2.2 Radioteodolitos

La determinación del viento mediante radioteodolito es más apropiada para ubicaciones donde las elevaciones del globo respecto de la estación de tierra permanecen altas durante todo el vuelo. Si la elevación del globo se mantiene por encima de  $16^\circ$ , es posible cumplir la mayoría de los requisitos de incertidumbre indicados en el capítulo 12 de la parte I para las mediciones del viento en altitud utilizando antenas de seguimiento relativamente pequeñas. Cuando los globos se encuentran a baja elevación, los errores de medición mediante radioteodolito aumentan rápidamente a medida que disminuye la elevación, incluso con antenas de seguimiento más grandes (véase la sección 13.5.3). Cuando los vientos en altitud se mantienen muy fuertes es muy difícil cumplir los requisitos de incertidumbre del capítulo 12 de la parte I utilizando un radioteodolito, a menos que se emplee un transpondedor para obtener una medición del alcance oblicuo (véase la sección 13.2.3.2).

Por lo general, se utilizaba un radioteodolito para seguir la trayectoria de las emisiones de una radiosonda suspendida de la parte inferior de un globo meteorológico. Para determinar la intensidad máxima de la señal, se hace girar en torno a los ejes vertical y horizontal, mediante servomecanismos apropiados, una antena direccional acoplada a un receptor de radio. La radiofrecuencia utilizada es generalmente 1 680 MHz. Un buen modelo de antena, con un diámetro de unos 2 m, debería tener una sensibilidad baja respecto del haz principal en sus lóbulos laterales; con tales tamaños es posible conseguir seguimientos angulares con una exactitud de  $0,1^\circ$ . Así, el radioteodolito podría hacer seguimientos a elevaciones bajas, del orden de  $6^\circ$  a  $10^\circ$ , sin interferencia entre las señales recibidas directamente de las radiosondas y las reflejadas por las superficies adyacentes. La interferencia entre señales directas y reflejadas se denomina interferencia por trayectos múltiples, y es, por lo general, el factor que limita la capacidad de seguimiento del radioteodolito a elevaciones bajas. El grado de interferencia por trayectos múltiples dependerá absolutamente de la posición de la antena respecto de las superficies reflectantes, tanto si el radioteodolito está situado sobre un tejado como sobre el suelo.

Antes de adquirir un radioteodolito deberían solicitarse al fabricante las características detalladas de funcionamiento de la antena, del sistema de detección, de los servocontroles, y de los algoritmos para el procesamiento de datos. Los radioteodolitos portátiles modernos con antenas de menos de 2 m de diámetro pueden tener problemas de interferencia por trayectos múltiples a elevaciones tan altas como  $16^\circ$ . Cuando se producen interferencias por trayectos múltiples, la señal máxima no se obtendrá por lo general en la dirección del globo. Los errores de elevación varían con el tiempo, pues las condiciones de interferencia por trayectos múltiples cambian a medida que la radiosonda se mueve, lo cual puede introducir errores sistemáticos considerables (superiores a  $10 \text{ m s}^{-1}$ ) en los datos de viento.



Mientras el radioteodolito sigue la trayectoria de la radiosonda, transmite al ordenador del equipo de tierra los ángulos de acimut y de elevación observados. Las mediciones provenientes de la radiosonda determinan, con el tiempo, la variación de la altura geopotencial correspondiente a las direcciones observadas. Es posible deducir así con qué frecuencia cambia de posición el globo. La computadora debería mostrar las mediciones del viento en altitud en forma tabular o gráfica. La continuidad de los vientos en la vertical permitirá al operador verificar posibles errores de seguimiento. Cuando el operador considere que el seguimiento es satisfactorio, se podrá enviar a los usuarios un informe adecuado sobre el viento en altitud.

En ocasiones, los globos cambiarán de dirección poco después del lanzamiento debido a una cizalladura del viento justo sobre la superficie. Los globos regresarán al radioteodolito, aun cuando hayan sido lanzados para alejarse del radioteodolito. En tales casos, para poder mantener el seguimiento automatizado con exactitud, el radioteodolito deberá ser capaz de adoptar unas frecuencias de barrido muy altas en acimut y en elevación. Ello implica unas especificaciones mecánicas más exigentes de lo necesario para la mayoría de los vuelos cuando el globo se encuentra a distancias mayores. A fin de rebajar las especificaciones mecánicas necesarias para un seguimiento exacto, varios radioteodolitos modernos incorporan un seguimiento interferométrico. En estos sistemas, el interferómetro compara la fase de las señales que llegan a las distintas secciones de su antena de seguimiento con el fin de determinar la posición de la fuente transmisora respecto de la orientación de la antena. En la práctica, se toman muestras de los datos de fase en microprocesadores de alta velocidad, mientras que un servomecanismo simple orienta la antena aproximadamente en dirección de la radiosonda. La orientación aproximada de la antena es necesaria para que el interferómetro tenga una buena relación señal/ruido y para minimizar las reflexiones recibidas desde tierra. A continuación, se deducen los valores de elevación y acimut combinando varias posiciones de la antena, mientras que la dirección de la fuente se deduce mediante el interferómetro a partir de las mediciones de fase. La exactitud de la medición obtenida es similar a la que se logra con los mejores radioteodolitos ordinarios. Los sistemas de radioteodolito interferométrico suelen ser más fiables y de mantenimiento más económico.

### 13.2.3 **Radar**

#### 13.2.3.1 ***Radares primarios***

La característica fundamental de la técnica de seguimiento por radar, en comparación con la del radioteodolito, es que el alcance oblicuo se mide directamente con el acimut y la elevación. Los radares primarios se basan en la detección de impulsos de ondas de radio ultracortas reflejadas por un objetivo adecuado transportado por el globo. Con un radar primario fiable es posible alcanzar en casi todas las circunstancias los márgenes de incertidumbre (exactitud) requeridos para las mediciones del viento en altitud que se indican en el capítulo 12 de la parte I. Los radares de seguimiento de alta precisión permiten conseguir una gran exactitud en las mediciones del viento en altitud, pero en la práctica su utilización es muy costosa. Para obtener mediciones con una incertidumbre menor de  $1 \text{ m s}^{-1}$ , es esencial utilizar globos de superficie moldeada (que también son muy costosos) en lugar de globos meteorológicos ordinarios.

No es necesario utilizar una radiosonda para determinar valores de viento con un radar primario, basta con un reflector adecuado. Si existe una estructura de apoyo técnico para el mantenimiento del radar y si los gastos de personal son muy pequeños, se podrían conseguir considerables ahorros al reducir al mínimo los gastos que implica una radiosonda. Sin embargo, el uso de radares primarios como herramienta de medición del viento para obtener mediciones operativas baratas no ha tenido éxito en los países en desarrollo, en que no suele hacerse el mantenimiento del equipo; en la mayoría de los países ahora se utilizan radiosondas GPS o radioteodolitos.

#### 13.2.3.2 ***Radares secundarios***

En los sistemas de radar secundario, los pulsos de energía transmitidos por la estación de tierra son recibidos por un sistema respondedor transportado por el globo. Este sistema

puede consistir en un paquete de transpondedor separado, o en un dispositivo incorporado al diseño básico de la radiosonda. La frecuencia de la señal de retorno no tiene por qué coincidir necesariamente con la de la señal de salida. El tiempo transcurrido entre la transmisión del pulso y la respuesta del respondedor permite medir directamente el alcance oblicuo. El uso de este tipo de sistema todavía está muy generalizado en las grandes redes nacionales.

La ventaja de esta técnica sobre la del radar primario estriba en la posibilidad de mantener el seguimiento a mayores alcances para una potencia de salida dada del transmisor de tierra. Ello se debe a que la energía transmitida por el respondedor es independiente y, por lo general, mayor que la energía recibida del transmisor terrestre. De ese modo, la energía recibida por el receptor de tierra es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia oblicua del objetivo y no inversamente proporcional a la cuarta potencia de la distancia oblicua (como sucede con el radar primario).

La complejidad del sistema y las necesidades de mantenimiento de un sistema de radar secundario suelen ser intermedias entre las del radioteodolito y las del radar primario. Los administradores de la redes deben poder garantizar que los sistemas están bien mantenidos. Por ejemplo, en la Federación de Rusia algunos sistemas más antiguos (véase el cuadro 13.4) de buen desempeño respecto del seguimiento y que están utilizándose ampliamente aunque son difíciles de mantener, están siendo sustituidos por sistemas de seguimiento de tierra mejorados, que son relativamente fáciles de mantener (véase OMM, 2005).

#### 13.2.4 **Sistemas de seguimiento de ayuda a la navegación**

En los sistemas de seguimiento navaid, la radiosonda incorpora un sistema de antena que recibe las señales enviadas por un sistema de radionavegación que estará a cargo de organismos independientes de los Servicios Meteorológicos Nacionales. En la actualidad, los sistemas navaid utilizados para medir el viento con fines operativos son los dispositivos GPS por satélite, que brindan una cobertura mundial, y los sistemas LORAN, que incorporan transmisores terrestres y tienen una cobertura muy limitada.

Una de las principales ventajas de los sistemas navaid es la simplicidad del sistema de tierra, que no tiene partes móviles y no requiere ajustes muy exactos de las antenas de seguimiento. Por ello, el sistema puede desplegarse desde aeronaves y buques y desde emplazamientos situados en tierra.

Para mantener en niveles mínimos el costo del procesamiento de las señales en la radiosonda, la mayor parte del procesamiento de las señales LORAN en las mediciones del viento se efectúa después de que la radiosonda haya retransmitido de vuelta las señales navaid al sistema de tierra. Así pues, en estos sistemas será esencial una buena recepción desde la radiosonda; la ubicación de las antenas del equipo de tierra deberá permitir una buena línea visual hacia las radiosondas en todas las direcciones. A medida que se reduce el costo de los equipos GPS que procesan las señales GPS, es posible realizar una gran parte del procesamiento de las señales GPS en la radiosonda, aunque una parte debe realizarse en tierra para incorporar la información de las señales GPS de referencia recibidas por una antena terrestre local. En operaciones normales, la exactitud de las mediciones de posición de la radiosonda GPS no se reduce significativamente en función del alcance de las estaciones en tierra (véase OMM, 2011b).

Los principales problemas operativos de las radiosondas GPS operativas modernas se han registrado cuando hay transmisores de radio en la vecindad a frecuencias que causan interferencias con la recepción de las señales GPS por la radiosonda.

Para las mediciones del viento en altitud, esta se asigna a partir de las mediciones de la altura geopotencial de la radiosonda. En el sistema de tierra es esencial que la indicación de tiempo de los datos de viento navaid procesados coincida exactamente con la indicación de tiempo de las mediciones de altitud de la radiosonda.



#### 13.2.4.1 **Disponibilidad de señales navaid en el futuro**

Las operaciones internacionales de navegación ya utilizan principalmente señales de satélites GPS en órbita alrededor de la Tierra. Estas señales satelitales han sustituido en buena medida a las recibidas de transmisores terrestres fijos. El otro servicio de navegación satelital mundial en funcionamiento es GLONASS, en la Federación de Rusia. BeiDou (COMPASS), en China, y Galileo, en Europa, también están las fases iniciales de operación, en preparación para su uso como servicios mundiales antes de 2020. Un número limitado de países ha preferido seguir utilizando sistemas de navegación terrestres LORAN para sus redes de navegación regionales o nacionales. Antes de contemplar algún tipo de inversión a largo plazo en un sistema determinado, deberá consultarse a las autoridades de navegación acerca de la disponibilidad de señales en el futuro.

Aunque el cálculo de los valores de viento mediante el sistema de navegación GPS es más complejo que con las señales navaid de los transmisores terrestres, debido a que los satélites se desplazan continuamente respecto de las radiosondas, el desarrollo de sistemas de radiosonda GPS ha alcanzado la madurez y se han podido probar 11 sistemas comerciales en Yangjiang (China) (véase OMM, 2011b). Muy pocos diseños han registrado problemas importantes y la mayoría cuenta con recepción de señales adecuada (reciben señales de cinco a ocho satélites en un momento determinado) y algoritmos de procesamiento adecuados que relacionan las señales GPS recibidas por la radiosonda con las recibidas por una antena de referencia en la estación de tierra.

#### 13.2.4.2 **Sistema de Posicionamiento Global**

Las radiosondas GPS se utilizan actualmente en aproximadamente la mitad de las estaciones de la red mundial de radiosondas.

El GPS de NAVSTAR es un sistema de radionavegación de gran exactitud basado en señales de radio emitidas por una constelación de 25 satélites que orbitan a la Tierra en 6 planos. Cada uno de los planos orbitales intersecta el ecuador con un espaciamiento de  $60^\circ$  y una inclinación orbital de  $55^\circ$  respecto del eje polar. El período orbital de cada satélite dura aproximadamente 11 horas y 58 minutos. La constelación de satélites está configurada de manera que en cualquier lugar del mundo haya siempre un mínimo de cuatro satélites por encima del horizonte aunque, en ciertas situaciones, habrá hasta ocho satélites visibles desde la tierra.

Las señales transmitidas desde los satélites son controladas por patrones de frecuencia atómicos que confieren una estabilidad de frecuencia superior a  $1 \cdot 10^{-13}$ . Cada satélite transmite dos únicos códigos digitales pseudoaleatorios de determinación de la distancia, junto con información adicional como el almanaque de la constelación, las efemérides, la hora UTC y el funcionamiento del satélite. Los códigos de determinación de la distancia y los datos del sistema se transmiten mediante tecnología digital bifásica de espectro ensanchado. El nivel de potencia de las señales del código de determinación de la distancia es de  $-130$  dBm, muy inferior al ruido térmico de fondo.

Se tienen en cuenta los códigos siguientes:

- a) El código de adquisición aproximativa se transmite en una portadora a 1 575,42 MHz que está modulada mediante un código de ruido pseudoaleatorio específico del satélite, con una frecuencia de segmentos de 1 023 MHz; esta modulación extiende de hecho la anchura del espectro del código de adquisición aproximativa en 2 MHz.
- b) El código de precisión puede ser sustituido por un código Y controlado por el ejército en los períodos en que se activa el sistema contra falsificaciones. El código de precisión y los datos del sistema se transmiten coherentemente en las portadoras L1 (1 575 MHz) y L2 (1 228 MHz).

Las longitudes de onda de las señales GPS son mucho más cortas que las de LORAN. Las antenas utilizadas para recibir las señales GPS, que son mucho más pequeñas, deberán estar ubicadas en la parte superior de la radiosonda, y deberían estar libres de obstáculos en todas las direcciones

que apunten al horizonte. Las antenas pequeñas están mejor protegidas que las LORAN de los efectos perjudiciales de la electricidad atmosférica. Aunque la ubicación de las antenas GPS podía plantear un conflicto con el sensor de temperatura de la radiosonda, este problema ha sido solucionado en los diseños disponibles.

Las señales GPS deberán ser preprocesadas en la radiosonda a fin de reducir la información GPS a señales que pueden ser transmitidas a la estación de tierra en la frecuencia portadora de la radiosonda (o bien como información analógica, como en el sistema LORAN, o mediante un tren de datos digitales). El preprocesamiento puede efectuarse mediante diversas técnicas. Las radiosonda GPS modernas utilizan el código de precisión en modo diferencial, lo que exige la recepción simultánea de las señales GPS en un receptor de la estación de tierra y en el de la radiosonda. Para obtener un cálculo exacto de los valores de viento hacen falta señales de al menos cuatro satélites. En modo diferencial, la fase de las señales recibidas en la radiosonda utiliza como referencia las recibidas en la estación de tierra. Esto resulta especialmente útil cuando la radiosonda se encuentra cerca de la estación de tierra, ya que los errores de ubicación introducidos por los retardos de propagación desde el segmento espacial hasta los receptores o por el sistema contra falsificaciones son similares en ambos receptores y pueden eliminarse en gran parte.

Los sistemas de seguimiento GPS pueden hacer un seguimiento exacto con una frecuencia de muestreo muy alta (de pocos segundos). De esa manera, es posible medir la modulación de la velocidad horizontal aparente, ya que la radiosonda oscila como un péndulo bajo el globo durante un período de 10 a 15 segundos. La mayoría de las pequeñas diferencias que se encontraron en las mediciones del viento con radiosonda GPS en Yangjiang (China) provinieron del uso de algoritmos diferentes para filtrar el movimiento del globo, en que muchas veces el algoritmo se ajustaba a una configuración particular de la suspensión de la radiosonda y no a la utilizada en la prueba de comparación de radiosondas (OMM, 2011b).

Una de las consideraciones prácticas en relación con las radiosondas GPS es el tiempo que tarda el dispositivo de seguimiento de la radiosonda en sincronizarse con las señales recibidas del satélite. No es aconsejable lanzar la radiosonda antes de haber conseguido esta sincronización. Para ello puede ser necesario situar la radiosonda en el exterior durante varios minutos antes del lanzamiento o bien utilizar un método de transmisión de las señales GPS a la radiosonda en el lugar donde esta está siendo acondicionada.

### 13.2.4.3 **Cadenas LORAN-C**

El sistema LORAN-C es un servicio naváid de relativamente largo alcance que funciona en una banda de bajas frecuencias centrada en torno a 100 kHz (longitud de onda, 3 km). Como se utilizaba principalmente para la navegación marina, particularmente en áreas costeras y continentales de cabotaje, la cobertura de LORAN-C abarcaba solo ciertas partes del mundo, en especial las zonas marítimas del hemisferio norte. Los nuevos propietarios han renovado algunas de las cadenas para ofrecer redes regionales o nacionales de navegación marina.

Una transmisión LORAN-C consiste en grupos de ocho o nueve impulsos de la portadora de 100 kHz, cada uno de los cuales tiene una duración de 150  $\mu$ s aproximadamente. Cada cadena de transmisores consta de una estación principal y dos o más estaciones secundarias. En principio, la coherencia de la cadena se establece tomando como referencia la transmisión principal. Cada estación secundaria transmite sus grupos de impulsos a intervalos fijos después de la estación principal, con una cadencia específica para cada cadena, que normalmente es de una vez cada 100  $\mu$ s.

Las señales LORAN-C se propagan como ondas terrestres y como ondas ionosféricas reflejadas por la ionosfera. Las ondas terrestres son relativamente estables en su propagación. Solo se introducen algunas correcciones de fase muy pequeñas que dependen del medio de propagación (terrestre o marino) de las señales. El ritmo de variación de las correcciones de fase a medida que cambia la posición de la radiosonda no suele ser lo suficientemente grande para afectar la exactitud de las mediciones del viento. La propagación de la onda ionosférica es más variable, ya que depende de la posición de la ionosfera, y variará según la hora del día.

Las señales de onda terrestres procedentes del transmisor son mucho más intensas que las de las ondas ionosféricas, pero estas se atenúan mucho más lentamente que aquellas. Así pues, el mejor momento para medir valores de viento mediante LORAN-C es aquel en que la mayoría de las señales recibidas de todos los transmisores por la radiosonda son ondas terrestres. Tales situaciones son posibles en partes de las áreas de servicio de LORAN-C, pero no en todas las ubicaciones teóricamente cubiertas.

La radiosonda LORAN-C recibe las señales mediante su propia antena y, seguidamente, modula la frecuencia portadora de la radiosonda para transmitir las señales al receptor de esta. El dispositivo de seguimiento LORAN utilizado para detectar los instantes de llegada de los impulsos LORAN debería ser capaz de diferenciar hasta cierto punto entre las señales de onda terrestres e ionosféricas. Para ello, habrá que detectar el instante de llegada de las partes delanteras de los impulsos. En la actualidad, los dispositivos de seguimiento LORAN pueden funcionar en modo de cadena cruzada, de manera que es posible utilizar conjuntamente señales procedentes de más de una cadena LORAN. Este mecanismo es esencial para obtener mediciones del viento de buena calidad en numerosas partes de las áreas de servicio del sistema LORAN-C. Los valores de viento se calculan a partir de los ritmos de variación de las diferencias entre los instantes de llegada de pares de transmisores LORAN-C. Para efectuar los cálculos se utilizan todas las señales LORAN-C fiables de las que se pueda disponer, en lugar de un mínimo estricto de tres.

Actualmente, el uso de sistemas de navegación LORAN-C es muy limitado.

### 13.3 MÉTODOS DE MEDICIÓN

#### 13.3.1 Consideraciones generales sobre el procesamiento de datos

Los sensores de seguimiento modernos pueden obtener lecturas con mucha mayor frecuencia que a intervalos de 1 minuto, que era la utilizada en los primeros sistemas manuales. Por lo general, el procesamiento de los datos de viento estará totalmente automatizado mediante la utilización de una computadora en el sistema de tierra. El operador archivará y visualizará la información sobre los vientos en altitud para verificarla antes de enviarla a los usuarios.

Así, el muestreo óptimo de los datos de seguimiento se efectuará a intervalos no mayores de 10 segundos. El muestreo debería realizarse a la frecuencia más alta que se considere útil en el sistema de seguimiento. Las altas frecuencias de muestreo facilitan el control de la calidad de los datos mediante algoritmos automatizados. Después de la edición inicial, los datos de seguimiento pueden suavizarse con técnicas estadísticas, y utilizarse para calcular la variación de la posición con el tiempo, en caso necesario. El suavizado determinará el espesor de la capa atmosférica en que será aplicable la medición del viento en altitud. El suavizado será frecuentemente distinto según la etapa del vuelo, a fin de tener en cuenta las distintas necesidades de los usuarios a diferentes alturas y las limitaciones del sistema de seguimiento utilizado. Si la exactitud de la medición disminuye demasiado en niveles superiores, podría ser necesario reducir la resolución vertical de la medición por debajo del nivel óptimo requerido a fin de mantener los errores de medición dentro de límites aceptables.

Los algoritmos eficaces de corrección inicial y suavizado pueden utilizar polinomios de bajo orden (Acheson, 1970) o splines cúbicos (de Boor, 1978). En OMM (1986) se indican varios algoritmos para el cálculo de los datos de viento a partir de observaciones de radar y de radioteodolitos. Por lo general, los datos de viento pueden determinarse a partir de posiciones diferenciales de los datos de seguimiento o a partir de las razones de cambio de las variables técnicas suavizadas por el sistema de seguimiento (véase Passi, 1978). Numerosos sistemas modernos utilizan esta última técnica, pero los algoritmos deberán poder resolver algunas singularidades de las variables técnicas, por ejemplo cuando el globo vuelve a pasar por encima del lugar de seguimiento a alta elevación.

Cuando los vientos calculados a partir de los datos de seguimiento se visualizan para la verificación, será importante indicar las regiones del vuelo en que se perdieron algunos datos

o se considera que tienen demasiado ruido para utilizarlos. Algunos de los algoritmos utilizados para la interpolación tal vez no sean muy estables cuando existen lagunas en los datos de seguimiento. Es importante diferenciar entre las mediciones fiables de la cizalladura vertical del viento y las cizalladuras resultantes del procesamiento automatizado de los datos, cuando se carece de datos de seguimiento. Al comenzar a subir el globo, los datos de seguimiento frecuentemente son de baja calidad. Si el sistema de observación en altitud no puede realizar mediciones válidas del viento poco después del lanzamiento, será preferible dejar un espacio en blanco en los informes hasta que sea posible obtener tales datos. Esto sucede porque la interpolación entre la superficie y los primeros niveles de datos válidos a menudo requiere la interpolación a través de las capas de cizalladura acentuada del viento en la vertical. Los algoritmos automatizados rara vez funcionan adecuadamente en esas circunstancias.

### 13.3.2 Observaciones realizadas con globos piloto

La nivelación exacta y la orientación del teodolito óptico con respecto al norte verdadero constituyen unos requisitos previos esenciales para la observación del acimut y de la elevación de un globo en movimiento. Las lecturas de acimut y de elevación deberían realizarse a intervalos no inferiores a 1 minuto. Los ángulos acimutales deberían determinarse a la décima de grado más próxima. Durante el ascenso de un globo piloto, la lectura de los ángulos de elevación debería redondearse a la décima de grado más próxima si aquellos son iguales o superiores a  $15^\circ$ . Cuando los ángulos sean menores de  $15^\circ$ , será necesario medir la elevación con una resolución de  $0,05^\circ$ .

Cuando el ascenso de la radiosonda esté siendo seguido por un teodolito óptico será posible obtener una mayor exactitud de la medición del viento en altitud a elevaciones inferiores. Por lo tanto, la lectura de los ángulos de elevación debería redondearse a la décima de grado más próxima cuando aquellos sean superiores a  $20^\circ$ ; a los  $0,05^\circ$  más próximos cuando sean iguales o inferiores a  $20^\circ$ , pero mayores de  $15^\circ$ ; y a los  $0,01^\circ$  más próximos cuando sean iguales o inferiores a  $15^\circ$ . Para medir el tiempo podrá utilizarse un cronómetro o una alarma que suene a los intervalos deseados.

En los ascensos en que se utilice un solo teodolito, la evaluación de la velocidad y de la dirección del viento implica el cálculo trigonométrico de las variaciones, minuto a minuto, de la posición del plano del globo. La manera más práctica de hacerlo consistirá en utilizar un programa informático apropiado.

Si se requiere una mayor exactitud habría que utilizar la técnica de doble teodolito. La línea de base entre los instrumentos debería tener una longitud mínima de 2 km, de ser posible en una dirección casi perpendicular al viento dominante. Los cálculos se simplifican cuando las dos estaciones de seguimiento están a un mismo nivel. La comunicación por teléfono o por radio entre las dos estaciones debería ayudar a sincronizar las observaciones desde ambos emplazamientos. La sincronización es esencial para conseguir una exactitud satisfactoria de la medición. La utilización de teodolitos registradores, cuyas lecturas quedan registradas electrónicamente, puede ser muy útil para mejorar la exactitud de las mediciones.

Para realizar el seguimiento con varios teodolitos pueden utilizarse otros procedimientos de evaluación. La redundancia proporcionada por la totalidad de los datos de seguimiento permite mejorar la exactitud de la medición, pero obliga a realizar los cálculos en un ordenador personal (véanse Lange, 1988; Passi, 1978).

### 13.3.3 Observaciones realizadas con una antena direccional

Los sistemas de medición del viento que efectúan el seguimiento con antenas direccionales requieren unos procedimientos de instalación y mantenimiento muy cuidadosos. Debe hacerse todo lo posible por asegurar la exactitud de las mediciones de elevación y acimut. A tal fin, será necesario nivelar exactamente la instalación y efectuar un mantenimiento cuidadoso para asegurarse de que la orientación del eje eléctrico de la antena se mantenga cercana al eje mecánico. Para ello pueden utilizarse varios métodos de comprobación, por ejemplo,

el seguimiento de la posición de transmisores u objetivos locales cuya posición sea conocida. En los últimos años, la orientación incorrecta del acimut ha generado errores adicionales en las mediciones del viento en numerosas estaciones.

La calibración del alcance oblicuo de un radar primario puede verificarse tomando como referencia objetivos estacionarios conocidos, de haberlos. Por lo general, el seguimiento mediante radar puede verificarse comparando las alturas geopotenciales del radar con mediciones simultáneas de la radiosonda. En la sección 13.7 se examinan las correcciones de las mediciones de la altura por radar para los errores de seguimiento introducidos por la refracción atmosférica.

La comparación de las mediciones de la altura por radar con las alturas geopotenciales de la radiosonda GPS permite identificar el seguimiento mediante radar que no cumple las normas. Además, cuando las mediciones por radar del alcance oblicuo son fiables es posible identificar pequeños errores sistemáticos de la elevación comparando las alturas por radar con las de la radiosonda en función de la cotangente de la elevación. En OMM (2011b) se establecen los errores típicos de la altura geopotencial de la radiosonda GPS para las radiosondas más habitualmente utilizadas.

Tanto los sistemas de radar como los radioteodolitos pueden tener dificultades para seguir un objetivo a corta distancia, debido a que la intensidad de la señal recibida por un lóbulo lateral de la antena puede ser suficientemente alta para permitir un seguimiento automatizado continuado a corta distancia; sin embargo, cuando el seguimiento se realiza desde un lóbulo lateral, la intensidad de la señal recibida disminuirá rápidamente al cabo de unos minutos, dando la impresión de que el objetivo ha desaparecido. Cuando ello suceda, puede resultar difícil recuperar el seguimiento en ciertos sistemas en condiciones de nubes bajas, lluvia o niebla en el lugar de lanzamiento. Por lo tanto, será necesario disponer de un método que permita comprobar que el objetivo está centrado en el haz principal al inicio del vuelo. Esta operación podría realizarla un operador utilizando un dispositivo de puntería, un telescopio o una videocámara alineada con el eje de la antena. La alineación del seguimiento es más difícil de comprobar con un radioteodolito interferométrico, pues el seguimiento mecánico del radioteodolito no siempre coincidirá exactamente con la dirección observada de desplazamiento del globo.

#### 13.3.4 **Observaciones realizadas con sistemas de radionavegación**

El desarrollo de observaciones del viento mediante GPS fue descrito por primera vez por Call (OMM, 1994) y Kaisti (1995). Estos sistemas no decodificaban las señales de GPS recibidas, y ahora han sido sustituidos por radiosonadas GPS que sí decodifican las señales.

La geometría utilizada para las señales de navegación por satélite es tal que los algoritmos de determinación del viento mediante GPS parecen ser más fiables cuando, durante el ascenso, se reciben las señales desde al menos cinco satélites. El almanaque del GPS se puede utilizar para identificar los momentos en los que la geometría satelital resulte insuficiente para obtener datos de viento. En la práctica, esta situación es infrecuente con la actual configuración satelital y las buenas antenas de recepción satelital utilizadas con las radiosondas modernas.

Al realizar mediciones del viento en altitud con sistemas de seguimiento navaid, el sistema terrestre navaid tendría que estar exactamente sincronizado con las transmisiones navaid antes del lanzamiento. La sincronización se obtiene, generalmente, utilizando señales recibidas mediante una antena local conectada al receptor del sistema terrestre. Esa antena debería poder recibir las señales adecuadas para efectuar la sincronización independientemente de las condiciones meteorológicas en el emplazamiento. El equipo de tierra debería suministrar al operador indicaciones claras de las señales navaid disponibles para medir el viento antes del lanzamiento y también durante el vuelo de la radiosonda. Cuando las radiosondas GPS se utilizan para mediciones en altitud durante el ascenso operativo, es esencial que se determine con exactitud la altura de la antena local de GPS respecto de la superficie y se ingrese en el programa informático de procesamiento de la estación de tierra.

Después del lanzamiento, los sistemas navaid están muy automatizados. Sin embargo, las estimaciones de los errores de medición esperados, basadas en la configuración y en la calidad de las señales navaid recibidas, serán útiles para el operador. Durante el vuelo, el operador deberá poder identificar las radiosondas defectuosas con características de baja recepción o transmisión que proporcionen observaciones manifiestamente inferiores a las normales. Estas deberán ser eliminadas y, de ser necesario, habrá que repetir el lanzamiento.

Las mediciones del viento en altitud satisfactorias con sistemas de radionavegación LORAN requieren que la radiosonda reciba señales de al menos tres estaciones LORAN. La diferencia entre los instantes de llegada de las señales de navegación recibidas por la radiosonda, tras una transmisión coherente desde dos ubicaciones, define el lugar geométrico o la línea de posición (véase OMM, 1985). Este tendrá la forma de una hipérbola sobre un plano (pero se convierte en una elipse sobre una superficie esférica). Por esa razón, los sistemas de navegación que utilizan esta técnica se denominan sistemas hiperbólicos. Dos líneas de posición que se corten serán suficientes para determinar las posiciones en el plano. Sin embargo, si las líneas de posición son casi paralelas en el punto de intersección puede obtenerse un error considerable de la posición, asociado a un pequeño error en el instante de llegada. Con los sistemas navaid de medición del viento en altitud LORAN ha quedado claramente demostrado que deberían utilizarse todas las señales navaid disponibles de un tipo determinado (por lo general, cuatro o cinco como mínimo) para mejorar la fiabilidad del seguimiento. En Karhunen (1983) se indica un tipo de algoritmo utilizado para explotar todas las señales disponibles del sistema navaid.

### 13.4 UBICACIÓN DEL EQUIPO EN TIERRA

Un radioteodolito o un radar deberá ubicarse en un terreno elevado cuyo horizonte esté lo más libre posible de obstáculos. Ninguno de ellos debería subtender un ángulo mayor de  $6^\circ$  en el punto de observación. Un emplazamiento ideal sería una colina simétrica con una pendiente de unos  $6^\circ$  para una distancia de 400 m, en una hondonada rodeada de promontorios con una elevación angular de  $1^\circ$  o  $2^\circ$ .

El sistema de seguimiento debería estar sustentado en una base firme sobre la que se instalará el equipo. Para obtener mediciones navaid satisfactorias será esencial contar con una buena recepción de las señales mediante una antena navaid local y la antena del sistema terrestre de la radiosonda. Las antenas deberían estar instaladas en un emplazamiento de observación en altitud que disponga de un horizonte adecuado para recibir señales desde todas las direcciones.

Generalmente, las mediciones del viento en altitud se comunican junto con las del viento en superficie. Es preferible que estas se obtengan en un emplazamiento cercano al lugar de lanzamiento del globo, que debería haberse seleccionado de modo que proporcione vientos que resulten adecuados a la finalidad de la medición del viento en altitud. Por ejemplo, si la medición del viento en altitud es necesaria para detectar un efecto localizado que influye en un aeródromo, la ubicación óptima podría diferir de la de un emplazamiento requerido para observar movimientos en mesoescala y en escala sinóptica en un área más extensa.

### 13.5 FUENTES DE ERROR

#### 13.5.1 Generalidades

Los errores generados en las mediciones del viento en altitud son una combinación de los errores debidos a un seguimiento imperfecto del movimiento horizontal del objetivo, los errores en la altura asignada al objetivo y las diferencias entre el movimiento del objetivo y el movimiento atmosférico real.



### 13.5.1.1 **Errores de seguimiento del objetivo**

La relación entre los errores de viento y los de seguimiento difiere según el método de observación. En algunos sistemas, como los radioteodolitos, los errores de viento varían mucho con el alcance, el acimut y la elevación, incluso cuando los errores de estos parámetros de seguimiento se mantienen constantes con el tiempo. Por otra parte, los errores de viento generados en los sistemas de seguimiento navaid no suelen variar demasiado con el alcance o con la altura.

En OMM (1975) se evaluaron las incertidumbres resultantes del cálculo manual de los datos de viento, llegándose a la conclusión de que el riesgo de introducir errores apreciables utilizando métodos manuales para calcular datos de viento (mesas de trazado, reglas de cálculo, etc.) era demasiado grande, y que deberían automatizarse los cálculos en la medida de lo posible.

La exactitud de todos los sistemas de medición del viento en altitud varía ocasionalmente. Esa variación puede producirse en períodos cortos durante el vuelo de un objetivo determinado, cuando el seguimiento se debilita temporalmente, o durante todo el vuelo, por ejemplo, cuando las señales transmitidas desde una radiosonda navaid son defectuosas. En algunos lugares, la exactitud del seguimiento del viento en altitud puede deteriorarse gradualmente al cabo de varios meses, debido a la inestabilidad de la capacidad de seguimiento o a la configuración del sistema terrestre. En todo caso, convendría que se obtuviesen estimaciones de la exactitud de la medición del viento en tiempo real como complemento de los informes de tales mediciones. Los errores comunicados permitirían identificar mediciones de menor calidad y atribuirles una menor ponderación en los análisis numéricos. En la práctica, los errores pueden comunicarse utilizando las claves TEMP o PILOT y las tablas BUFR adecuadas (OMM, 2011a).

Cuando los errores de seguimiento del objetivo comienzan a introducir errores de viento inaceptables a una resolución vertical determinada, se suele compensar la situación calculando los valores de viento a una menor resolución vertical.

En la práctica, la reducción escalonada de la resolución vertical de las mediciones del viento en altitud a través de la troposfera superior y de la estratosfera inferior se adoptó principalmente para superar las limitaciones de seguimiento de los radioteodolitos. Esta práctica no está justificada por la estructura vertical real observada en la atmósfera, pues muchas de las mayores cizalladuras de viento verticales se encuentran generalmente en los niveles superiores de las corrientes en chorro, entre 10 y 18 km de altitud (véanse, por ejemplo, los perfiles verticales de viento detalladamente expuestos en Nash, 1994).

### 13.5.1.2 **Errores en la asignación de altura**

Los errores en la asignación de altura para vientos medidos con radioventosondas en la troposfera y en la estratosfera inferior serán los mismos que los analizados para mediciones del viento en altitud en el capítulo 12 de la parte I. Estos errores serán mayores para las radiosondas que utilizan sensores de presión en la estratosfera superior y serán más significativos para la predicción numérica del tiempo o estudios climáticos si hubiera cizalladuras del viento importantes en la vertical, como en el vórtice de la noche polar (véase la figura 13.1 b)).

Para los globos piloto cuyo seguimiento se hace con un único teodolito, la altura se obtiene a partir del tiempo de vuelo y la velocidad de ascenso del globo se supone. En la práctica, es difícil lanzar globos con una velocidad de ascenso determinada con precisión. Por consiguiente, si hay cizalladuras del viento significativas en la vertical a niveles bajos, posiblemente relacionadas con diferencias significativas en la velocidad vertical de las térmicas, las mediciones de los globos piloto podrían verse afectadas negativamente por los errores en la asignación de altura.

Las pruebas de prototipos efectuadas con sistemas totalmente automatizados de medición del viento en altitud frecuentemente revelan discrepancias entre las horas asignadas a las observaciones del viento y las asignadas a las correspondientes mediciones de radiosonda. En algunos casos, la medición del viento no comienza al mismo tiempo que la de la radiosonda, y en otros la sincronización se pierde durante el vuelo por diversas razones. Las horas asignadas



a los vientos en los informes no siempre se corresponden con las de las muestras de los datos utilizadas para calcular el viento, sino con la hora de comienzo o finalización del muestreo. Todos los tipos de error de cronometría podrían dar lugar a grandes errores en las alturas asignadas a las mediciones de viento y deben ser eliminados durante las pruebas para poder lograr operaciones fiables.

### 13.5.1.3 **Movimiento del objetivo respecto de la atmósfera**

El movimiento del objetivo respecto del aire es más importante para los sistemas con mayor exactitud de seguimiento y mayor resolución vertical. Por ejemplo, la oscilación de la radiosonda GPS situada bajo un globo es claramente visible en las mediciones de seguimiento mediante GPS, y debe filtrarse siempre que sea posible.

El movimiento del globo respecto de la atmósfera, producido por la formación de vórtices a lo largo de la estela del globo, puede ocasionar errores de hasta 1 o 2 m s<sup>-1</sup> (nivel 2σ) en el seguimiento de pequeños globos piloto (de 50 g de peso) a resoluciones verticales de 50 m. Los errores en el movimiento del globo son menos importantes en las mediciones operativas de rutina (resoluciones verticales de unos 300 m), donde las mediciones se realizan mediante el seguimiento de globos de mayor tamaño (de peso superior a 350 g).

El deslizamiento horizontal de los paracaídas de las radiosondas respecto de la atmósfera puede suponer también un factor limitador de la exactitud en las mediciones mediante radiosondas GPS con paracaídas. Las velocidades de descenso utilizadas con las radiosondas con paracaídas son, por lo general, dos veces superiores a la velocidad de ascenso de los globos con radiosonda en usos operativos.

### 13.5.2 **Errores en las observaciones con globos piloto**

Los errores instrumentales de un buen teodolito óptico no suelen ser superiores a ±0,05° y pueden variar lentamente con el acimut o con la elevación, pero son pequeños en comparación con los errores introducidos por el observador. Los errores de lectura no deberían ser superiores a 0,1°. La importancia de estos errores aumenta en los grandes alcances y cuando se opera a elevaciones bajas.

En los ascensos con un solo teodolito, la mayor fuente de errores es la incertidumbre respecto a la velocidad de ascenso del globo. Esta incertidumbre se produce por variaciones en la operación de llenado del globo con gas, en la forma de este y en la velocidad vertical de la atmósfera a través de la cual asciende. Un error proporcional determinado en la velocidad de ascenso da lugar a un error proporcional en la altitud del globo y, por consiguiente, al modificarse el ángulo de elevación, a un error proporcional en la velocidad del viento.

En los ascensos con doble teodolito, el efecto de los errores del sistema depende del método de evaluación adoptado. Schaeffer y Doswell (1978) han proporcionado análisis de tales errores.

### 13.5.3 **Errores de los sistemas que utilizan una antena direccional**

La relación entre los errores del vector viento y los errores de las propias mediciones de seguimiento puede expresarse como una función aproximada de la altura y del viento medio (o del cociente entre este último y la velocidad ascensional media del globo). Por lo que se refiere a los errores aleatorios en las mediciones del viento mediante radares primarios y radioteodolitos, las relaciones son:

- a) mediciones de alcance oblicuo, acimut y elevación mediante radares primarios o secundarios:

$$\varepsilon_v^2 = 2 \cdot \left[ \varepsilon_r^2 \cdot Q^2 / (Q^2 + 1) + \varepsilon_\theta^2 \cdot h^2 + \varepsilon_\varphi^2 \cdot h^2 \cdot Q^2 \right] / \tau^2 \quad (13.3)$$

- b) mediciones de acimut, ángulo de elevación y altura mediante teodolitos ópticos o radioteodolitos y radiosondas:

$$\varepsilon_v^2 = 2 \cdot \left[ \varepsilon_h^2 \cdot Q^2 + \varepsilon_\theta^2 \cdot h^2 \cdot (Q^2 + 1)^2 + \varepsilon_\varphi^2 \cdot h^2 \cdot Q^2 \right] / \tau^2 \quad (13.4)$$

donde  $\varepsilon_v$  es el error vectorial del valor de viento calculado;  $\varepsilon_r$  es el error aleatorio en la medición del alcance oblicuo;  $\varepsilon_\theta$  es el error aleatorio en la medición del ángulo de elevación;  $\varepsilon_\varphi$  es el error aleatorio en la medición del acimut;  $\varepsilon_h$  es el error aleatorio de la altura (deducido de la medición de la presión);  $Q$  es la magnitud del viento vectorial medio hasta la altura  $h$  dividida por la velocidad ascensional media del globo hasta la altura  $h$ ; y  $\tau$  es el intervalo de tiempo transcurrido entre las muestras.

El cuadro 13.2 ilustra las diferencias de exactitud del viento vectorial obtenidas con estos dos métodos de medición del viento en altitud. La velocidad ascensional media utilizada para las mediciones del viento en altitud estará generalmente comprendida entre 5 y 8 m s<sup>-1</sup>. Los valores del error vectorial del viento se deducen de las ecuaciones 13.3 y 13.4 para varias alturas y valores de  $Q$ , y para un sistema de seguimiento que reúna las características siguientes:  $\varepsilon_r = 20$  m;  $\varepsilon_\theta = 0,1^\circ$ ;  $\varepsilon_\varphi = 0,1^\circ$ ;  $\varepsilon_h =$  error de altura equivalente a un error de presión de 1 hPa;  $\tau = 1$  min.

El cuadro 13.2 pone de manifiesto que las mediciones efectuadas con un radioteodolito (o teodolito óptico) son claramente menos exactas que las obtenidas con un radar primario o secundario.

En las expresiones del error vectorial de los valores de viento calculados mediante las ecuaciones 13.3 y 13.4, los dos primeros términos que aparecen dentro de los corchetes representan el error radial y el error de los vientos observados con el mismo acimut que la antena de seguimiento. El tercer término del corchete representa el error tangencial, es decir, el error de viento observado a ángulos rectos del acimut de la antena de seguimiento. Con estos tipos de sistemas de medición del viento en altitud, la distribución del error no es independiente de la dirección, y no puede ser adecuadamente representada utilizando un solo parámetro. Así pues, los valores del cuadro 13.2 indican las magnitudes de error, pero no sus direcciones.

Cuando los errores tangenciales y radiales son muy diferentes en magnitud, la distribución de errores es muy elíptica y los errores combinados tienden a concentrarse paralela o perpendicularmente al eje de la antena de seguimiento. El cuadro 13.3 muestra los cocientes entre algunos de los errores tangenciales y radiales que se combinan para obtener los errores vectoriales del cuadro 13.2. En el cuadro 13.3, los valores superiores a 3 indican situaciones en que predomina la componente de error tangencial. Así pues, en las mediciones del viento mediante radar, los errores tangenciales predominan a alcances mayores (valores altos del viento medio y, por consiguiente, valores altos de  $Q$ , más alturas máximas). Con los sistemas de radioteodolito, los errores radiales predominan a alcances mayores, y el cociente es muy inferior a 1. La contribución principal a los errores radiales del radioteodolito la aporta el error del ángulo de elevación, salvo en las situaciones de altitudes elevadas con valores pequeños de  $Q$ , en cuyo caso el error aleatorio en la altura de la radiosonda se convierte en el mayor de los términos.

Los resultados indicados en los cuadros 13.2 y 13.3 se basan en una evaluación teórica de los errores de los diversos tipos de sistemas. No obstante, se supone que los valores de viento se calculan a partir de una simple diferencia entre dos muestras discretas de datos de seguimiento. Los cálculos no tienen en cuenta las probables mejoras de exactitud obtenidas cuando la razón de cambio de la posición se calcula a partir de grandes muestras de información de seguimiento obtenida con una resolución temporal alta. El cuadro 13.4 contiene estimaciones de la exactitud de medición real lograda por varios radares y radioteodolitos en las cuatro fases de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM (en la sección 13.6.1.2 se encontrarán referencias al respecto).

**Cuadro 13.2. Error vectorial ( $m s^{-1}$ ) de un 90% en función de la altura y del cociente  $Q$  entre el viento medio y la velocidad ascensional**

$Q$	Radar						Radioteodolito					
	$\varepsilon_v$ 5 km	$\varepsilon_v$ 10 km	$\varepsilon_v$ 15 km	$\varepsilon_v$ 20 km	$\varepsilon_v$ 25 km	$\varepsilon_v$ 30 km	$\varepsilon_v$ 5 km	$\varepsilon_v$ 10 km	$\varepsilon_v$ 15 km	$\varepsilon_v$ 20 km	$\varepsilon_v$ 25 km	$\varepsilon_v$ 30 km
1	1	1	1,5	1,5	2,5	2,5	1	1,5	3	5,5	9	25
2	1	1,5	2,5	3	4	4	5	4	6,5	11	19	49
3	1,5	2,5	3	4	5	6	4	7	11	19	30	76
5	1,5	3	5	6	8	10	9	18	27	42	59	131
7	2,5	5	7	9	11	13	18	34	51	72	100	194
10	3	6,5	10	13	16	19	34	67	100	139	182	310

Notas:

- Este cuadro no incluye los errores adicionales introducidos por interferencias debidas a trayectos múltiples en las observaciones del radioteodolito. Cabe esperar errores adicionales debido a estos efectos para los valores de  $Q$  entre 7 y 10.
- En la práctica, las observaciones del viento efectuadas con radioteodolitos se suavizan para las capas de mayor espesor que las indicadas en estos cálculos para todas las altitudes a partir de 5 km. Por lo tanto, para altitudes a partir de 15 km, los errores del radioteodolito deberían dividirse, al menos, por un factor de cuatro para que correspondan a la práctica operativa.

**Cuadro 13.3. Relación entre los componentes del error en las observaciones del viento en altitud ( $\alpha_v$  = error tangencial/error radial  $\alpha$ )**

$Q$	Radar						Radioteodolito					
	$\alpha_v$ 5 km	$\alpha_v$ 10 km	$\alpha_v$ 15 km	$\alpha_v$ 20 km	$\alpha_v$ 25 km	$\alpha_v$ 30 km	$\alpha_v$ 5 km	$\alpha_v$ 10 km	$\alpha_v$ 15 km	$\alpha_v$ 20 km	$\alpha_v$ 25 km	$\alpha_v$ 30 km
1	1/2	1	1	1	1	1	1/3	1/2	1/3	1/4	1/5	1/13
2	1	1	2	2	2	2	1/3	1/3	1/3	1/4	1/6	1/13
3	1	2	2	3	3	3	1/4	1/4	1/4	1/5	1/6	1/13
5	1	3	4	4	5	5	1/5	1/5	1/6	1/6	1/7	1/14
7	3	5	5	6	6	7	1/7	1/7	1/7	1/7	1/9	1/14
10	4	7	8	9	9	9	1/10	1/10	1/10	1/11	1/11	1/16

De los tres radioteodolitos verificados en la citada comparación, el sistema japonés logró los mejores resultados para valores de  $Q$  elevados, pero el sistema utilizado sometía a un mayor suavizado las mediciones de la elevación, y no medía con exactitud el viento vertical en las capas superiores de las corrientes en chorro. El radioteodolito portátil más pequeño instalado en Japón por Estados Unidos arrojaba los errores de mayor magnitud para valores de  $Q$  elevados, por problemas con la interferencia debida a trayectos múltiples.

La forma elíptica de las distribuciones de error para las observaciones de radar y de radioteodolito mostró las tendencias previstas para valores de  $Q$  elevados. Sin embargo, el comportamiento elíptico no fue tan acusado como figura en el cuadro 13.3, probablemente porque los errores aleatorios en las razones de cambio del acimut y de la elevación fueron, en la práctica, menores que los adoptados para el cuadro 13.3.

En la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China) (OMM, 2011b), China utilizó un radar secundario moderno que funcionaba

**Cuadro 13.4. Estimaciones de los errores vectoriales aleatorios típicos (nivel  $2\sigma$ , unidad:  $m s^{-1}$ ) en las mediciones del viento en altitud obtenidas durante la Comparación internacional de radiosondas de la OMM (se incluyen estimaciones de los valores típicos de  $Q$  y  $\alpha_v$  para cada una de las cuatro fases)**

<i>Sistema</i>	$\epsilon_v$ 3 km	$\alpha_v$ 3 km	$Q$ 3 km	$\epsilon_v$ 18 km	$\alpha_v$ 18 km	$Q$ 18 km	$\epsilon_v$ 28 km	$\alpha_v$ 28 km	$Q$ 28 km	<i>Lugar de la prueba</i>
Radar primario (Reino Unido)	1,1	1	3,5	2,1	1,3	5	2,7	1,6	5	Reino Unido <sup>a</sup>
Radioteodolito (Estados Unidos)	2,1	$\approx 1$	1,5	4,8	$\approx 1$	2,5	5,2	$\approx 1$	1	Reino Unido
Radioteodolito (Estados Unidos)	2,8	$\approx 1$	2,5	10,4	0,4	6	9	0,33	4	Estados Unidos
Radioteodolito portátil	1,5	$\approx 1$	< 1	4,8	$\approx 1$	3	5,8	$\approx 1$	1,5	Kazajstán
Radioteodolito portátil	2,2	$\approx 1$	1,5	12	0,31	5,5	9	0,23	4	Japón
Radioteodolito (Japón)	1,7	$\approx 1$	1,5	6,4	0,48	5,5	4,7	0,48	4	Japón
Radar secundario (AVK, Federación de Rusia)	1,5	$\approx 1$	< 1	2,6	$\approx 1$	3	2,6	$\approx 1$	1,5	Kazajstán
Radar secundario (China)	1,5	$\approx 1$	< 1	3,8	$\approx 1$	3	3,4	$\approx 1$	1,5	Kazajstán

Nota:

a Datos obtenidos de la prueba realizada en Reino Unido después de la fase I de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM (véase Edge y otros, 1986).

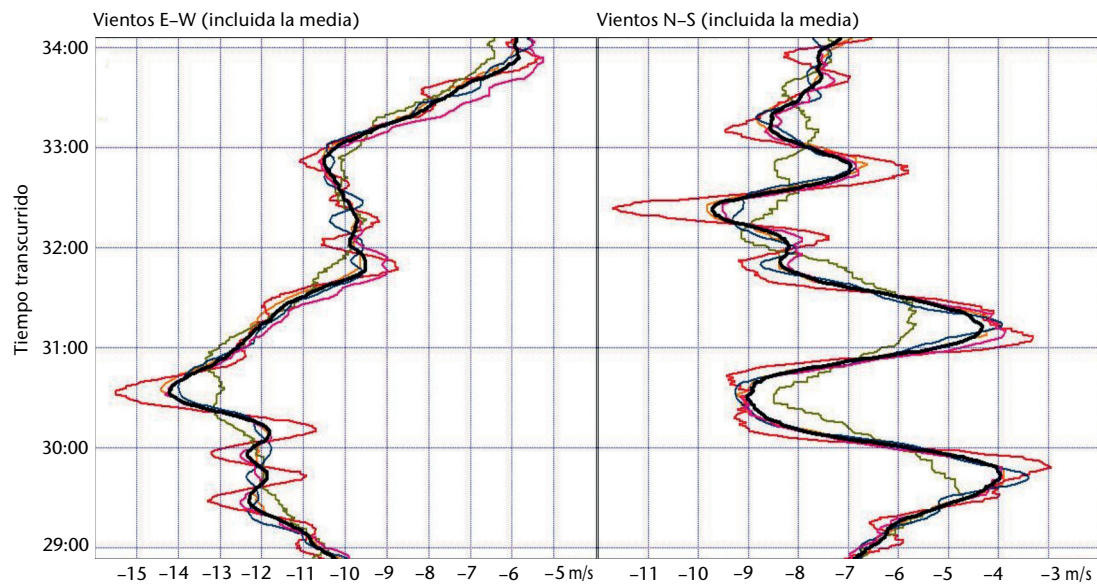
a 1 680 MHz con el sistema de radisonda Daqiao. Cuando los vientos eran fuertes en la troposfera inferior, los valores de  $Q$  a una altura de unos 4 km se situaban entre 2 y 3, el alcance era de unos 15 km y el error vectorial cuadrático medio ( $k = 2$ ) en los vientos era de 1 a 1,2  $m s^{-1}$  con una elipticidad de entre 1 y 1,3. Cerca de la finalización de los vuelos en la estratosfera,  $Q$  volvió a ser 2,5 en promedio, pero en los alcances más amplios de 70 a 100 km,  $\epsilon_v$  para  $k = 2$  era unos 2,7  $m s^{-1}$  y la elipticidad era 2. Los vientos de referencia en Yangjiang eran vientos medidos por GPS con una alta resolución vertical, superior a 150 m, mientras que la resolución vertical de la referencia utilizada en Kazajstán era 300 m en el mejor de los casos. Por lo tanto, el radar secundario moderno chino funciona bien y constituye una mejora respecto del anterior sistema de 403 MHz.

#### 13.5.4 Errores en los sistemas de medición del viento mediante GPS

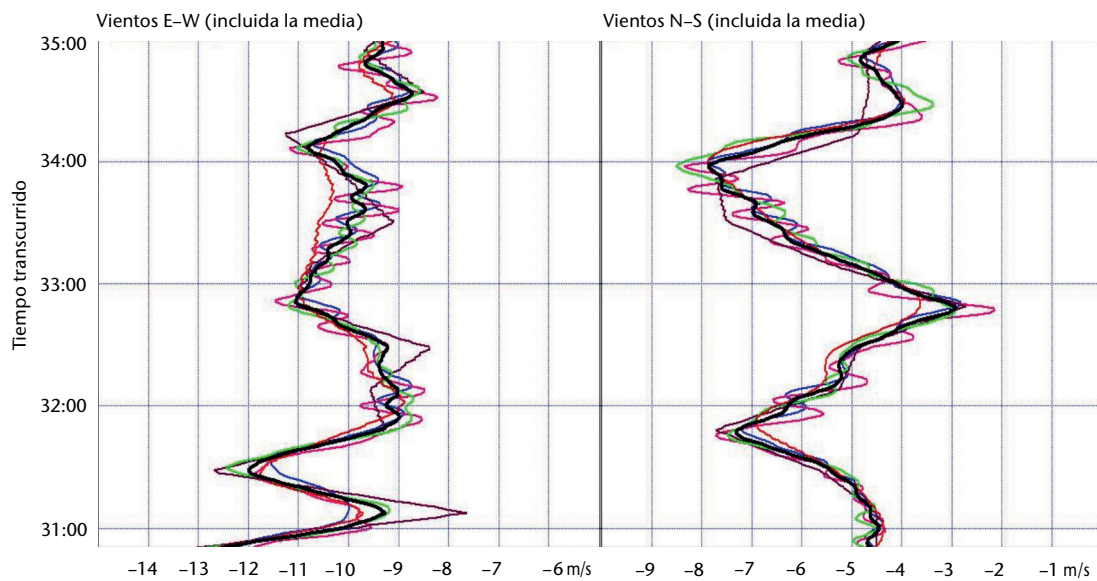
En teoría, los sistemas de medición del viento mediante GPS que utilizan códigos de adquisición aproximada en modo diferencial deberían ser capaces de medir los vientos con una incertidumbre de 0,2  $m s^{-1}$ . Las estimaciones de exactitud del cuadro 13.5 se llevaron a cabo sobre la base de recientes pruebas de la OMM de radiosondas GPS. La principal diferencia entre los sistemas estriba en el filtro aplicado a los vientos para eliminar el movimiento de la radiosonda relativo al globo. Este movimiento es parcialmente un péndulo regular de las radiosondas bajo el globo y en parte otra rotación irregular y una reacción de desplazamiento a las diferencias entre los vientos experimentados por el globo y la radiosonda a medida que progresa el ascenso del globo.

En la figura 13.2 se muestran ejemplos de observaciones simultáneas de vientos obtenidas en la troposfera superior con radiosondas GPS en la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad. Solo se usan extractos de los vuelos dado que únicamente al observar una muestra breve de datos de los vuelos pueden verse las diferencias, ya que la concordancia general es mucho mejor que lo que fue la norma en las primeras mediciones operativas del vientos.

Los extractos en la figura 13.2 muestran que casi todos los sistemas coinciden en resolver la estructura vertical con picos en las estructuras ondulatorias separados por unos 90 segundos, aunque no en el mismo grado en el caso de las fluctuaciones cuando los picos estaban separados por 40 segundos o menos. Así, las longitudes de onda verticales a 600 m generalmente se resolvían sin ambigüedad, aunque había una considerable ambigüedad a 200 m o menos. Un



a) Vuelo 33: Jinyang, InterM, Lockheed Martin Sippican, MODEM y Vaisala



b) Vuelo 34: Changfeng, Graw, Huayun, Meisei y Meteolabor

**Figura 13.2.** Extractos de vuelos de intercomparación de medición del viento con GPS en Yangjiang (China) durante la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad (OMM, 2011b)

sistema de la figura 13.2 a) fue suavizado en demasía en comparación con los demás, mientras un sistema de la figura 13.2 b) trató de ajustar líneas rectas a las mediciones GPS; ambos comportamientos llevaron a veces a valores fuera de los límites respecto de los valores correctos.

Estos extractos, que no representan lo mejor ni lo peor, sugieren que el procesamiento de la medición del viento con GPS ha alcanzado un nivel relativamente bueno y que una gran cantidad de fabricantes han obtenido resultados satisfactorios. Esto se confirmó cuando se generaron estadísticas de los 60 vuelos realizados con radiosondas GPS operativas en Yangjiang (véase cuadro 13.5). En este cuadro, las diferencias en el viento (obtenidas de unos 30 vuelos de comparación) se promediaron en 2 minutos, 30 segundos o 10 segundos, y se atribuyó el mejor desempeño a los dos sistemas que tuvieron los menores errores vectoriales cuadráticos medios. Los errores que muestra el cuadro 13.5 son suficientemente aceptables para satisfacer el requisito óptimo del usuario respecto de los vientos mencionado en el capítulo 12 de la parte I (anexo 12.A).

**Cuadro 13.5. Error vectorial aleatorio ( $k = 2$ ) y errores sistemáticos de sistemas de medición del viento navaid con GPS de buena calidad durante la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad en Yangjiang (China)**

<i>Rango de altura</i>	<i>Error sistemático</i> <i>(m s<sup>-1</sup>)</i>	<i>Error vectorial cuadrático medio a 2 km de resolución vertical</i> <i>(m s<sup>-1</sup>)</i>	<i>Error vectorial cuadrático medio a 300 m de resolución vertical</i> <i>(m s<sup>-1</sup>)</i>	<i>Error vectorial cuadrático medio a 100 m de resolución vertical</i> <i>(m s<sup>-1</sup>)</i>
Troposfera inferior 0-8 km	Hasta $\pm 0,05$	0,06-0,15	0,12-0,50	0,3-0,7
Troposfera superior 8-17 km	Hasta $\pm 0,10$	0,1-0,4 <sup>a</sup>	0,3-0,9 <sup>a</sup>	0,4-1,4 <sup>a</sup>
Estratosfera 17-34 km	Hasta $\pm 0,15$	0,15-0,40 <sup>b</sup>	0,3-0,8 <sup>b</sup>	0,4-1,1 <sup>b</sup>

Notas:

a El peor desempeño se registró a alturas cercanas a 16 km.

b El peor desempeño se registró a alturas mayores de 28 km.

Con el tiempo, las diferencias en el filtrado de las mediciones de la posición GPS para reducir al mínimo los efectos de las mediciones de radiosonda relativas al globo probablemente se reduzcan en comparación con los alcances indicados en el cuadro 13.5. No obstante, los movimientos irregulares (en contraposición con el movimiento pendular relativamente uniforme) de la radiosonda en relación con el globo limitarán la concordancia que puede obtenerse entre dos radiosondas en un vuelo de prueba. Por esa razón, cabe esperar que el error de una medición determinada de radiosonda sea mayor que el que podría calcularse dada la exactitud esperada de la posición de la radiosonda que puede obtenerse con los sistemas de radionavegación satelital.

El globo externo de los globos dobles utilizados en China suele explotar cerca de los 16 km y las perturbaciones resultantes en la estabilidad del movimiento de la radiosonda podrían haber sido la causa del mayor error vectorial cuadrático medio registrado cerca de los 16 km en el cuadro 13.5. En pruebas realizadas en Reino Unido (60 vuelos) a lo largo de varias estaciones en 2009/2010 con radiosondas GPS de dos fabricantes distintos presentes en Yangjiang, los resultados en la troposfera inferior y la estratosfera fueron similares a los del cuadro 13.5. No obstante, los errores vectoriales cuadráticos medios en la troposfera superior se situaron entre 0,3 y 0,6 m s<sup>-1</sup> a una resolución vertical de 100 m, y entre 0,2 y 0,5 m s<sup>-1</sup> a una resolución vertical de 300 m. Por consiguiente, en el caso de estos dos sistemas, la estructura fina de las mediciones del viento de la troposfera superior en Reino Unido concordaba más que la de los sistemas en Yangjiang.



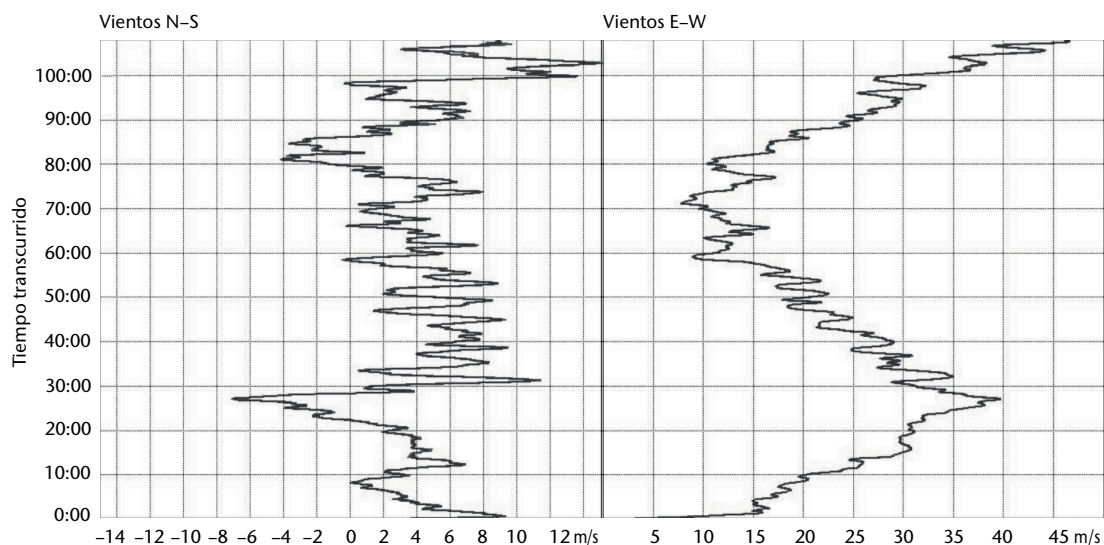
A veces, una radiosonda GPS puede fallar y no informar de vientos durante un vuelo que informa de la temperatura y la humedad hasta que el globo explota. Otras veces, la interferencia de radiofrecuencias de una fuente externa causa problemas y la medición de los vientos podría tener errores más grandes. El programa informático debe poder informar al operador cuando se presentan problemas como estos, ya que es difícil distinguir entre la estructura atmosférica real y las mediciones con errores aleatorios grandes (véase, por ejemplo, el perfil del viento en la figura 13.3).

A diferencia del LORAN-C terrestre, el rendimiento de la medición de vientos con GPS no variará significativamente con las condiciones de la ionosfera.

### 13.5.5 Errores en los sistemas de radionavegación terrestres LORAN-C

Los errores en los sistemas navaid dependen de la estabilidad de fase de las señales navaid recibidas en la radiosonda y de la posición de la radiosonda respecto de los transmisores de la red navaid. Sin embargo, no es posible ignorar la calidad del enlace telemétrico entre la radiosonda y el receptor en tierra. En ciertas pruebas en que las radiosondas han alcanzado mayores distancias (entre 50 y 100 km, como mínimo), los errores de viento de los sistemas de medición de viento navaid aumentan con el alcance, pero generalmente en una proporción similar o inferior a la del aumento del alcance para un radar primario. Inmediatamente después del lanzamiento, la recepción de las señales de las radiosondas no siempre es fiable. En los sistemas LORAN-C, los errores en la medición del viento son mayores inmediatamente después del lanzamiento que cuando la radiosonda se ha estabilizado tras varios minutos de vuelo.

La exactitud de las mediciones de viento con el sistema navaid LORAN-C está limitada principalmente por la relación señal-ruido de las señales recibidas en la radiosonda. El tiempo de integración utilizado en la práctica para obtener mediciones de viento fiables varía entre 30 segundos y 2 minutos para las señales LORAN-C. La intensidad de señal recibida en un determinado lugar desde ciertos transmisores LORAN-C puede fluctuar apreciablemente durante el día, debido, en general, a que en algunas circunstancias las variaciones diurnas de la altitud y de la orientación de las capas ionosféricas ejercen una mayor influencia sobre la intensidad de la señal. Las fluctuaciones de la intensidad y de la estabilidad de la señal pueden ser tan grandes que podría no ser posible efectuar mediciones del viento satisfactorias con los sistemas LORAN-C en todo momento del día.



**Figura 13.3.** Ejemplo de un perfil vertical de viento medido independientemente por radiosondas GPS de dos fabricantes diferentes en Camborne (Reino Unido), que muestra la estructura en pequeña escala presente en muchas mediciones correctas. El programa informático de procesamiento de la radiosonda debe indicar qué partes del vuelo son menos fiables cuando la recepción de las señales de GPS es claramente menos fiable de lo habitual.



Un segundo factor importante que influye en la exactitud de la medición con LORAN-C es la reducción geométrica de precisión de la exactitud del sistema de navegación, que depende de la ubicación del receptor de la radiosonda respecto de los transmisores navaid. Cuando la radiosonda está cerca del centro de la línea de base entre los dos transmisores, un error aleatorio determinado en la diferencia entre los instantes de llegada desde dos transmisores dará lugar a un pequeño error aleatorio de posición en una dirección paralela a la línea de base entre los transmisores. Sin embargo, si la radiosonda está situada en la prolongación de la línea de base más allá de los transmisores, el mismo error aleatorio en la diferencia entre los instantes de llegada dará lugar a un error de posición muy considerable en la misma dirección. Para conseguir la exactitud máxima en las mediciones del viento horizontal en dos dimensiones se necesitan, como mínimo, dos pares de transmisores navaid con sus líneas de base aproximadamente en ángulo recto, y con la radiosonda en el centro del triángulo definido por los tres transmisores. En la práctica, para mejorar la exactitud de las mediciones del viento se utilizan, siempre que ello es posible, señales procedentes de más de dos pares de transmisores navaid. Las técnicas que utilizan soluciones de cuadrados mínimos para determinar la coherencia de las mediciones del viento obtenidas resultan útiles para estimar valores de los errores en las mediciones del viento.

Otra fuente de error es la perturbación de la propagación de las señales enviadas por transmisores de la red navaid.

Passi y Morel (1987) realizaron uno de los primeros estudios sobre los errores de medición del viento con sistemas LORAN. Como se indica en el cuadro 13.6, los sistemas disponibles en el mercado permiten realizar mediciones del viento de buena calidad. La calidad de las observaciones obtenidas utilizando principalmente señales de ondas terrestres se obtuvo de pruebas de instalación efectuadas en las islas británicas, como se indica en Nash y Oakley (1992). La calidad de medición obtenida con transmisores para mayores alcances, en que las ondas ionosféricas son apreciables, se estimó a partir de los resultados de la fase IV de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM realizada en Japón (véase OMM, 1996). En Reino Unido, se puso fin a la medición de valores de viento mediante LORAN-C debido a la incertidumbre del futuro de LORAN-C en el noroeste de Europa y se sustituyó por mediciones con GPS en todos los sitios operativos.

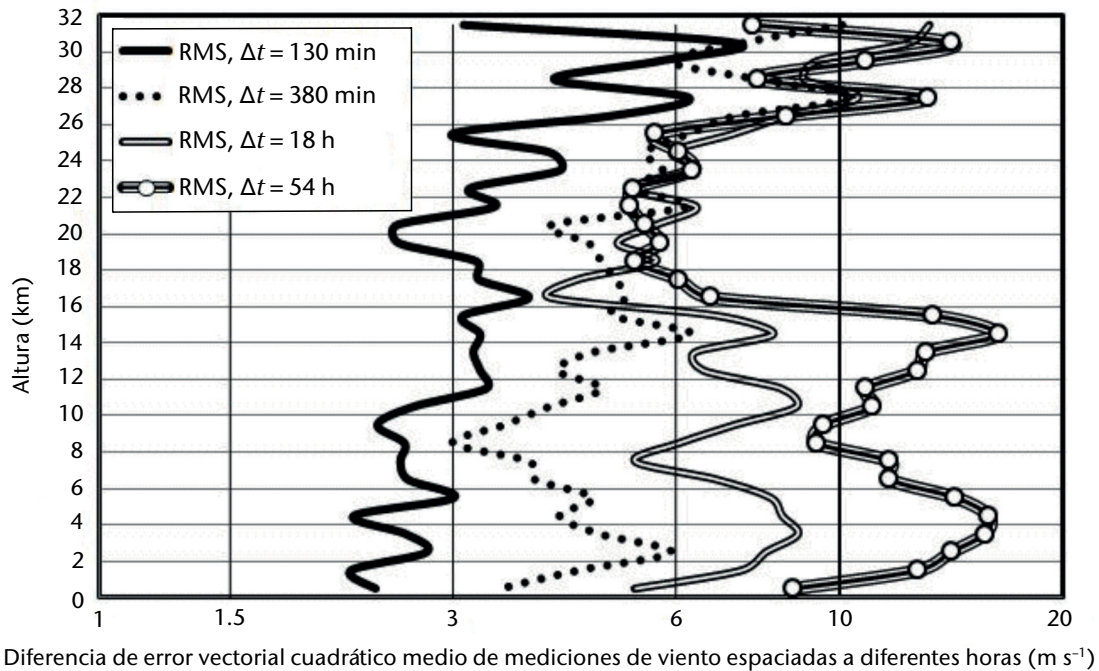
**Cuadro 13.6. Error aleatorio ( $k = 2$ ) y error sistemático previstos en sistemas de medición del viento navaid LORAN-C en zonas donde la cobertura de señales navaid es casi óptima**

<i>Sistema</i>	<i>Tiempo medio (s)</i>	<i>Error sistemático (<math>m s^{-1}</math>)</i>	<i>Error aleatorio (<math>m s^{-1}</math>)</i>
LORAN-C (onda terrestre)	30-60	Hasta $\pm 0,2$	0,6-3
LORAN-C (onda ionosférica)	60-120	Hasta $\pm 0,2$	1,6-4

### 13.5.6 Errores de representatividad

La mayoría de las mediciones de radioviento presentan variaciones en pequeña escala en el viento en la atmósfera que los modelos actuales de predicción numérica del tiempo no representan. Así, por ejemplo, cuando se comparan los perfiles de los componentes del viento medido con GPS directamente con los resultados de los modelos numéricos mundiales, la desviación estándar del resultado de la observación/modelo numérico ( $k = 2$ ) en latitudes medias suele situarse entre 4 y 6  $m s^{-1}$  en la troposfera inferior y entre 4 y 9  $m s^{-1}$  en la troposfera superior, es decir, siempre es mucho mayor que los errores vectoriales de los instrumentos que figuran en el cuadro 13.5 para una resolución vertical de 300 m. Parte de esta discrepancia será el resultado de la baja exactitud de la medición de los vientos, como se observó anteriormente en la sección 13.1.3.2.

Las diferencias del error vectorial cuadrático medio entre las mediciones del viento en altitud con radiosondas espaciadas 2, 6, 18 y 54 horas se han calculado sobre la base de la serie cronológica



**Figura 13.4.** Diferencias del error vectorial cuadrático medio (RMS;  $k = 1$ ) de mediciones del viento espaciadas 2, 6, 18 y 54 horas de 11 pares de observaciones, con una resolución vertical de 1 km, de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China), en julio de 2010. Se han suprimido las contribuciones de los errores de los instrumentos de las diferencias.

de mediciones producida por la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China) (OMM, 2011b), aplicando la técnica usada por Kitchen (1989). Los resultados se muestran como función de la altura en la figura 13.4.

Así, cabe esperar que el error vectorial cuadrático medio de las mediciones de los vientos guarde relación con el espaciamiento de las mediciones utilizando la relación, basada en Kitchen (1989):

$$\left(\tau_v(\Delta t)\right)^2 = \left(b_v \Delta t^\gamma\right)^2 + \left(\tau_{v(\text{pequeña escala})}(\Delta t)\right)^2 \quad (13.5)$$

donde  $\tau_v(\Delta t)$  es la diferencia del error cuadrático medio de las mediciones de los vientos espaciadas un tiempo  $\Delta t$ ; y  $b_v \Delta t^\gamma$  es la función de la estructura que representa la desviación del error cuadrático medio debida a cambios en la escala sinóptica y mesoescalar a lo largo del tiempo, en que  $b_v$  y  $\gamma$  son constantes. En Yangjiang,  $\gamma$  tenía un valor entre 0,5 y 0,6 para mediciones de vientos en la troposfera espaciadas entre 6 y 54 horas. Por último,  $\tau_{v(\text{pequeña escala})}(\Delta t)$  es la diferencia del error vectorial cuadrático medio en los vientos en altitud de estructuras en pequeña escala, como las ondas de cuasi inercia-gravedad, las capas turbulentas o la estructura de la escala de nube.

En la troposfera de Yangjiang, la diferencia del error vectorial cuadrático medio en la estructura en pequeña escala fue de  $2 \text{ m s}^{-1} \pm 0,5 \text{ m s}^{-1}$ , mientras que la diferencia del error vectorial cuadrático medio en la escala sinóptica y mesoescalar fue de entre 2 y  $3 \text{ m s}^{-1}$  con un espaciamiento de 2 horas, y aumentó a unos  $7 \text{ m s}^{-1}$  con un espaciamiento de 18 horas. Estos valores son de una magnitud semejante a los valores encontrados por Kitchen (1989) en la troposfera inferior y media en Reino Unido. Las diferencias del error vectorial cuadrático medio fueron mayores en la troposfera superior en Reino Unido por las variaciones en la escala sinóptica asociadas a las corrientes en chorro de latitud media. Mientras que podría esperarse que la diferencia vectorial en la escala sinóptica y mesoescalar disminuiría a menos de  $1 \text{ m s}^{-1}$  con un espaciamiento de 40 minutos en Yangjiang, no se dispone de información sobre los espaciamientos temporales necesarios para reducir la diferencia del error vectorial cuadrático medio en pequeña escala a un valor menor que  $1 \text{ m s}^{-1}$ . Por ello, para que haya una concordancia

estrecha entre las mediciones del viento, o para que las mediciones representen las condiciones de la atmósfera en un momento dado con gran exactitud, las mediciones deben realizarse con un espaciamiento temporal de mucho menos de 20 minutos, como se afirma en la sección 13.1.3.3.

En Yangjiang, las fluctuaciones a pequeña escala asociadas con las ondas de cuasi inercia-gravedad dominan la variación de la diferencia del error vectorial cuadrático medio a lo largo del tiempo, y no es posible ajustar una función de estructura para la variación en escala sinóptica y mesoescalar a lo largo del tiempo, como también observó Kitchen en condiciones veraniegas de Reino Unido. Las diferencias del error vectorial cuadrático medio con un espaciamiento temporal de 18 horas en Yangjiang fueron de entre 5 y 9 m s<sup>-1</sup>, valores de magnitud semejante a los observados en Reino Unido.

Por lo tanto, los errores de representatividad en la medición de los vientos normalmente estarán más influenciados por las variaciones en pequeña escala y las variaciones de escala sinóptica y mesoescalar probablemente sean significativas en asociación con las estructuras que se observan con las corrientes en chorro en la troposfera superior y la estratosfera inferior. Como resultado de ello, habrá una variación entre los diferentes emplazamientos, y los valores examinados en el presente capítulo son solo una instantánea de un tipo de lugar y condición sinóptica, en la que se incluyeron mediciones efectuadas durante la aproximación y el alejamiento de tifones en la zona.

## 13.6 COMPARACIÓN, CALIBRACIÓN Y MANTENIMIENTO

### 13.6.1 Comparación

Los sistemas de observación del viento en altitud suelen ser bastante complejos y presentan diferentes modos de avería. No es inhabitual que los sistemas experimenten un fallo parcial, sin por ello dejar de generar una estructura de viento vertical que parezca verosímil a los operadores. Muchos de los sistemas requieren un ajuste y un mantenimiento cuidadosos para mantener la exactitud del seguimiento.

La exactitud de las mediciones del viento de los sistemas operativos puede verificarse tomando como referencia estadísticas de control elaboradas por centros de predicción numérica del tiempo. Las estadísticas de control consisten en resúmenes de las diferencias entre las mediciones del viento en altitud en cada emplazamiento y los campos de predicción a corto plazo (información general) en el mismo lugar. Con las técnicas actuales de asimilación y análisis de datos, los errores de observación influyen en cierta medida en los campos de análisis meteorológico. Se ha evidenciado así que las predicciones de corto plazo a partir de un análisis realizado 6 horas antes de la hora de observación permiten detectar los errores de observación con la máxima fiabilidad.

El funcionamiento de los sistemas de medición del viento en altitud puede compararse también con el de otros sistemas cuya calidad de medición ha sido determinada mediante pruebas especiales. Tales pruebas permiten evaluar los errores de seguimiento independientemente de los errores de asignación de altura.

Ambos tipos de comparación pueden interpretarse utilizando los métodos estadísticos propuestos en OMM (1989).

#### 13.6.1.1 *Control operativo por comparación con campos de predicción*

Los centros principales designados por la Comisión de Sistemas Básicos de la OMM pueden proporcionar a los operadores de los sistemas las estadísticas necesarias para realizar comparaciones diarias entre mediciones del viento operativas y campos de predicción a corto plazo de los modelos de predicción numérica del tiempo.

La interpretación de las estadísticas de control para los vientos en altitud no es tarea simple. Los errores aleatorios de los campos de predicción son de magnitud similar o superior a los del

sistema de viento en altitud si este funciona correctamente. Los errores de predicción varían con la ubicación geográfica, y para su interpretación puede ser necesario solicitar orientación a los centros de predicción numérica del tiempo. Sin embargo, es relativamente fácil identificar los sistemas de viento en altitud en que los errores aleatorios son mucho mayores de lo normal. En los últimos años se han identificado fallos en cerca de un 6% de los sistemas de la red mundial. Los radioteodolitos y los radares secundarios son los sistemas que presentan más fallos de funcionamiento.

Los resúmenes de errores sistemáticos entre observaciones y campos de predicción a lo largo de varios meses o de todo un año son también útiles para identificar errores sistemáticos de la velocidad y de la dirección del viento en un sistema determinado. Los pequeños desajustes en las antenas de seguimiento de los radioteodolitos o de los radares son fallos relativamente comunes.

### 13.6.1.2 **Comparación con otros sistemas de medición del viento**

Mediante pruebas de comparación especiales entre sistemas de medición del viento en altitud ha sido posible obtener gran cantidad de información sobre el funcionamiento real de los diversos sistemas de medición del viento en altitud utilizados en todo el mundo. En ellas, varios objetivos que penden de un único globo son seguidos simultáneamente por diversos sistemas terrestres. La hora fijada para los informes de viento de las distintas estaciones de tierra está sincronizada con un margen inferior a 1 segundo. Seguidamente, las mediciones del viento se comparan en función del tiempo de vuelo, y se asignan las altitudes a los vientos, de manera independiente. La interpretación de los resultados de la comparación será más fiable si al menos uno de los sistemas produce mediciones del viento de alta exactitud con características de error establecidas.

Entre 1984 y 1993 se realizó una serie completa de pruebas de comparación en el marco de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM. Las fases I y II de las pruebas se efectuaron en Reino Unido y en Estados Unidos, respectivamente (OMM, 1987). La fase III, a cargo de la Federación de Rusia, tuvo lugar en Kazajstán (OMM, 1991), y la fase IV se desarrolló en Japón (OMM, 1996). Se realizaron otras pruebas en Brasil en 2001 (OMM, 2006a) específicamente para determinar problemas en la medición del viento mediante GPS en los trópicos, lo que llevó al uso de sistemas mejorados de radiosondas GPS, que también se probaron en Mauricio en 2005 (OMM, 2006b) y más exhaustivamente en Yangjiang (China) en 2010 (OMM, 2011b).

La información contenida en los cuadros 13.4, 13.5 y 13.6 se basó principalmente en los resultados de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM y en pruebas adicionales realizadas con arreglo a las mismas normas que las pruebas de la OMM.

Ahora que el desarrollo de los sistemas GPS de medición del viento ha madurado, la mayor parte de los sistemas pueden usarse como patrones itinerantes útiles y fiables para las pruebas de comparación de los sistemas de medición del viento en altitud en áreas del mundo más apartadas.

### 13.6.2 **Calibración**

La calibración del alcance oblicuo debería comprobarse para los radares que utilizan señales de retorno provenientes de un objeto alejado cuya ubicación se conozca con exactitud. También sería preciso comprobar de modo similar el acimut.

La orientación de las antenas de seguimiento de los radioteodolitos o de los radares debería verificarse periódicamente comparando las lecturas realizadas mediante un teodolito óptico. Cuando las diferencias medias entre las observaciones de elevación mediante teodolito y mediante radar fueran superiores a  $0,1^\circ$  debería comprobarse el ajuste de la antena de seguimiento. Si la comprobación del acimut se efectúa por medio de una brújula, la conversión del norte geomagnético al norte geográfico deberá hacerse exactamente.

Con los sistemas navaid, es importante verificar que el ordenador del sistema de tierra registre exactamente la ubicación del sistema terrestre. El sistema de seguimiento navaid debe configurarse correctamente de acuerdo con las instrucciones del fabricante, y debería tener un funcionamiento estable antes del lanzamiento de la radiosonda.

### 13.6.3 Mantenimiento

Los radioteodolitos y radares son relativamente complejos y, por lo general, requieren mantenimiento a cargo de un técnico con experiencia, que deberá ocuparse tanto de las tareas de mantenimiento eléctrico y mecánico como de las reparaciones. El nivel de especialización y la frecuencia del mantenimiento variarán según el modelo del sistema. Algunos radioteodolitos modernos han sido diseñados para mejorar la fiabilidad mecánica en comparación con los primeros tipos utilizados. El costo y la viabilidad del servicio de mantenimiento son factores importantes a la hora de seleccionar el tipo de sistema que se utilizará para medir el viento en altitud.

En la mayoría de los actuales sistemas de seguimiento navaid, los fallos eléctricos se subsanan sustituyendo los módulos averiados. Entre estos módulos se incluirían, por ejemplo, los receptores de la radiosonda o los sistemas de seguimiento navaid. Los sistemas navaid terrestres no contienen, por lo general, partes móviles, y su mantenimiento mecánico es insignificante, aunque será necesario inspeccionar regularmente los sistemas de antenas, cables y conectores para verificar que no estén afectados por la corrosión u otros efectos de la intemperie. El costo de mantenimiento será mínimo, siempre y cuando se hayan adquirido suficientes módulos de repuesto.

## 13.7 CORRECCIONES

Cuando las observaciones de radioviento se efectúan mediante radar, la información de seguimiento del mismo se utiliza para calcular la altitud asignada a las mediciones. Tales alturas de radar deberán corregirse para reflejar la curvatura de la Tierra mediante la fórmula siguiente:

$$\Delta z_{\text{curvatura}} = 0,5(r_s \cdot \cos \theta)^2 / (R_c + r_s \sin \theta) \quad (13.6)$$

donde  $r_s$  es el alcance oblicuo hasta el objetivo,  $\theta$  es el ángulo de elevación en dirección al objetivo y  $R_c$  es el radio de curvatura de la Tierra en la estación de tierra.

Además, la dirección de propagación del haz del radar varía debido a que el índice de refracción del aire disminuye en promedio con la altura, al igual que la temperatura y el vapor de agua. Las variaciones del índice de refracción hacen que la onda de radar se curve y regrese a la Tierra. Así pues, debido a la refracción atmosférica, el ángulo de elevación observado en el radar será casi siempre mayor que la elevación geométrica verdadera del objetivo.

En el cuadro 13.7 se indican las magnitudes típicas de las correcciones de la refracción,  $\Delta z_{\text{refracción}}$ , calculadas por Hooper (1986). Con el reciente aumento de la capacidad de procesamiento de las computadoras de los sistemas de tierra, se dispone más fácilmente de algoritmos para calcular las correcciones del índice de refracción en aplicaciones con radares de seguimiento de alta precisión. Las correcciones que figuran en el cuadro 13.7 se calcularon a partir de medias climatológicas de temperatura y vapor de agua en períodos de cinco años en diversos lugares. Los días en que los errores de refracción son máximos, las correcciones necesarias podrían ser superiores a las medias climatológicas del cuadro 13.7 hasta en un 30% en algunos lugares.

**Cuadro 13.7. Ejemplos de correcciones para la curvatura y refracción de la Tierra a las observaciones de altura obtenidas por radar**

<i>Alcance del plano (km)</i>	<i>Altitud (km)</i>	$\Delta z_{\text{curvatura}}$	$\Delta z_{\text{refracción}}$	$\Delta z_{\text{refracción}}$	$\Delta z_{\text{refracción}}$
			<i>60° N 01° W</i>	<i>36° N 14° E</i>	<i>1° S 73° E</i>
25	10	49	-9	-10	-12
50	15	196	-31	-34	-39
100	20	783	-106	-117	-133
150	25	1 760	-211	-231	-262
200	30	3 126	-334	-363	-427



## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Acheson, D. T., 1970: *LORAN-C Windfinding Capabilities: Wallops Island Experiments*. Departamento de Comercio de Estados Unidos, Servicio Meteorológico, ESSA Technical Memorandum WBTM EDL 11.
- De Boor, C., 1978: *A Practical Guide to Splines*. Springer Verlag, Nueva York.
- Edge, P., M. Kitchen, J. Harding y J. Stancombe, 1986: *The Reproducibility of RS3 Radiosonde and Cossor WF Mk IV Radar Measurements*. Oficina Meteorológica, Bracknell, OSM No. 35.
- Hooper, A. H., 1986: *The Calculation of Radio-wave Refraction, with Special Reference to Data Height-finding Radars*. Oficina Meteorológica, Bracknell, OSM No. 17.
- Kaisti, K., 1995: "New low-cost GPS solution for upper-air windfinding", en *Proceedings of the Ninth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, North Carolina (27 a 31 de marzo de 1995). Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, págs. 16 a 20.
- Karhunen, P., 1983: "Automated windfinding developments", en *Preprints of the Fifth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation* (Toronto, 11 a 15 de abril de 1983), págs. 110 a 115.
- Kitchen, M., 1989: "Representativeness errors for radiosonde observations", en *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 115, págs. 673 a 700.
- Lange, A. A., 1988: "A high-pass filter for optimum calibration of observing systems with applications", en *Simulation and Optimization of Large Systems* (A. J. Osiadacz, ed.). Clarendon Press, Oxford, págs. 311 a 327.
- Nash, J., 1994: "Upper wind observing systems used for meteorological operations", en *Annales Geophysicae*, vol. 12, págs. 691 a 710.
- Nash, J. y T. J. Oakley, 1992: "Experience in the use of LORAN-C windfinding in the United Kingdom", en *Proceedings of the Twenty-first Annual Technical Symposium*. Wild Goose Association, Birmingham (Inglaterra), págs. 81 a 88.
- Organización Meteorológica Mundial, 1975: *Upper-air Sounding Studies* (R.E. Vockeroth). Technical Note No. 140 (WMO-No. 394), volumen II. Ginebra.
- , 1985: *Meteorological Observations Using Navaid Methods* (A.A. Lange). Technical Note No. 185 (WMO-No. 641). Ginebra.
- , 1986: *Algorithms for Automatic Aerological Soundings* (A.H. Hooper). Instruments and Observing Methods Report No. 21 (WMO/TD-No. 175). Ginebra.
- , 1987: *WMO International Radiosonde Comparison (UK 1984, USA 1985): Final Report* (J. Nash and F.J. Schmidlin). Instruments and Observing Methods Report No. 30 (WMO/TD-No. 195). Ginebra.
- , 1989: "An algorithmic approach for improving and controlling the quality of upper-air data" (A. A. Lange), en *Papers Presented at the Fourth WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-IV)*. Instruments and Observing Methods Report No. 35 (WMO/TD-No. 303). Ginebra.
- , 1991: *WMO International Radiosonde Comparison – Phase III, Dzhambul (USSR), 1989: Final Report* (A. Ivanov, A. Kats, S. Kurnosenko, J. Nash and N. Zaitseva). Instruments and Observing Methods Report No. 40 (WMO/TD-No. 451). Ginebra.
- , 1994: "A new GPS rawinsonde system" (D. B. Call), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*. Instruments and Observing Methods Report No. 57 (WMO/TD-No. 588). Ginebra.
- , 1996: *WMO International Radiosonde Comparison – Phase IV, Tsukuba (Japan), 1993: Final Report* (S. Yagi, A. Mita and N. Inoue). Instruments and Observing Methods Report No. 59 (WMO/TD-No. 742). Ginebra.
- , 2005: "Studying the accuracy of AFAR-based radar sounding system" (A. Ivanov y V. Tseitlin), en *Papers and posters presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2005)*. Instruments and Observing Methods Report No. 82 (WMO/TD-No.1265). Ginebra.
- , 2006a: *WMO Intercomparison of GPS Radiosondes – Alcântara (Brazil), 2001* (R. da Silveira, G.F. Fisch, L.A.T. Machado, A.M. Dall'Antonia, L.F. Sapucci, D. Fernandes, R. Marques and J. Nash). Instruments and Observing Methods Report No. 90 (WMO/TD-No. 1314). Ginebra.
- , 2006b: *WMO Intercomparison of Radiosonde Systems – Vacoas (Mauritius), 2005* (J. Nash, R. Smout, T. Oakley, B. Pathack and S. Kurnosenko). Instruments and Observing Methods Report No. 83 (WMO/TD-No. 1303). Ginebra.
- , 2008: "Suggestions for upgrading the pilot balloon network in West Africa and elsewhere in the tropics" (M. Douglas, J. Mejía, R. Orozco y J. Murillo), en *Papers and posters presented at the*



- WMO *Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2008)*. Instruments and Observing Methods Report No. 96 (WMO/TD-No. 1462). Ginebra.
- , 2010: *Manual del Sistema Mundial de Observación (OMM-N° 544)*, volumen I. Ginebra.
- , 2011a: *Manual de claves (OMM-N° 306)*, volumen I. Ginebra.
- , 2011b: *WMO Intercomparison of High Quality Radiosonde Systems – Yangjiang (China), 2010* (J. Nash, T. Oakley, H. Vömel and L. Wei). Instruments and Observing Methods Report No. 107 (WMO/TD-No. 1580). Ginebra.
- Passi, R. M., 1978: "Overdetermined windfinding systems", en *Atmospheric Technology*, vol. 10, págs. 65 a 75.
- Passi, R. M. y C. Morel, 1987: "Wind errors using the worldwide LORAN network", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 4, págs. 690 a 700.
- Schaefer, J. T. y C. A. Doswell, 1978: "The inherent position errors in double-theodolite pibal measurements", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 17, págs. 911 a 915.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 14. OBSERVACIÓN DEL TIEMPO PRESENTE Y DEL TIEMPO PASADO; ESTADO DEL TERRENO .....	492
14.1 Generalidades .....	492
14.1.1 Definiciones .....	492
14.1.2 Unidades y escalas .....	492
14.1.3 Requisitos meteorológicos .....	493
14.1.4 Métodos de observación .....	493
14.2 Observación del tiempo presente y del tiempo pasado .....	494
14.2.1 Precipitación .....	494
14.2.1.1 Objetos de observación .....	494
14.2.1.2 Instrumentos y dispositivos de medición: tipo de precipitación .....	494
14.2.1.3 Instrumentos y dispositivos de medición: intensidad y carácter de la precipitación .....	496
14.2.1.4 Instrumentos y dispositivos de medición: enfoque multi- instrumental .....	497
14.2.2 Transparencia atmosférica y partículas en suspensión .....	498
14.2.2.1 Objetos de observación .....	498
14.2.2.2 Instrumentos y dispositivos de medición: características de la transparencia atmosférica y de las partículas en suspensión .....	498
14.2.3 Otros fenómenos meteorológicos .....	499
14.2.3.1 Objetos de observación .....	499
14.2.3.2 Instrumentos y dispositivos de medición .....	500
14.2.4 Estado del cielo .....	500
14.2.4.1 Objetos de observación .....	500
14.2.4.2 Instrumentos y dispositivos de medición .....	500
14.3 Observación del estado del terreno .....	501
14.3.1 Objetos de observación .....	501
14.3.2 Instrumentos y dispositivos de medición .....	501
14.4 Observación de fenómenos especiales .....	502
14.4.1 Fenómenos eléctricos .....	502
14.4.2 Fenómenos ópticos (fotometeoros) .....	502
 ANEXO. CRITERIOS PARA DETERMINAR LA INTENSIDAD DE PRECIPITACIÓN DÉBIL, MODERADA O FUERTE .....	 503
 REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	 505

## **CAPÍTULO 14. OBSERVACIÓN DEL TIEMPO PRESENTE Y DEL TIEMPO PASADO; ESTADO DEL TERRENO**

### **14.1 GENERALIDADES**

#### **14.1.1 Definiciones**

En la práctica de la observación se considera que la expresión *tiempo meteorológico* se refiere a observaciones del estado de la atmósfera y de los fenómenos asociados, que en un principio no se preveía medir cuantitativamente. Dichas observaciones son descripciones cualitativas de los fenómenos observados en la atmósfera o en la superficie de la Tierra, como la precipitación (hidrometeoro que cae a través de la atmósfera), las partículas suspendidas en el aire o llevadas por el viento (hidrometeoros y litometeoros), u otros fenómenos ópticos (fotometeoros) o manifestaciones eléctricas (electrometeoros) especialmente designados. En OMM (1975) pueden encontrarse descripciones detalladas.

Un *hidrometeoro* es un conjunto de partículas de agua líquida o sólida, que pueden estar suspendidas en el aire, caer a través de la atmósfera, ser levantadas por el viento desde la superficie de la Tierra o ser depositadas sobre objetos en el suelo o en el aire libre.

Un *litometeoro* es un conjunto de partículas, la mayoría de las cuales son sólidas y no acuosas. Las partículas están más o menos suspendidas en el aire o pueden ser levantadas desde el suelo por el viento.

Un *fotometeoro* es un fenómeno luminoso producido por reflexión, refracción, difracción o interferencia de la luz procedente del Sol o de la Luna.

Un *electrometeoro* es una manifestación, visible o audible, de la electricidad atmosférica.

Los fenómenos meteorológicos localizados constituyen una clase especial de fenómenos meteorológicos. En OMM (1992) puede encontrarse la definición de estos fenómenos. Los fenómenos específicos como los remolinos de polvo y las nubes de embudo se definen y se describen en la sección 14.2.3.

En las observaciones meteorológicas se consigna el tiempo de dos maneras. El *tiempo presente* es una descripción de los fenómenos meteorológicos presentes en el momento de la observación. El *tiempo pasado* se utiliza para describir los fenómenos meteorológicos significativos ocurridos durante la hora anterior, pero que no aparecen durante el momento de la observación.

En este capítulo también se describen los métodos de observación de un elemento relacionado, a saber, el estado del terreno. El *estado del terreno* se refiere a la condición de la superficie de la Tierra como resultado de los fenómenos meteorológicos y climatológicos recientes, en términos de la cantidad de humedad o de la descripción de cualquier tipo de acumulación de partículas sólidas, o acuosas o no acuosas que cubren la superficie normal.

#### **14.1.2 Unidades y escalas**

En las estaciones dotadas de personal, las observaciones especificadas como tiempo presente, tiempo pasado o estado del terreno, se comunican junto con los datos cuantitativos. Dichas observaciones se han normalizado en escalas que permiten al observador seleccionar un término apropiado para una gran cantidad de descripciones obtenidas a través de las percepciones de observadores humanos y que se enuncian en OMM (2011).

Desde 1990, el establecimiento de estaciones meteorológicas automáticas ha generado la necesidad de cuantificar las funciones desempeñadas hasta ahora por los observadores.

Para incorporar los diversos grados de complejidad y efectividad en las observaciones de tiempo presente y de tiempo pasado realizadas en estaciones meteorológicas automáticas, en OMM (2011) se ofrecen instrucciones de cifrado específicas. Dada la complejidad de la transmisión de datos sobre el tiempo presente y el tiempo pasado mediante sofisticados sistemas de observación del tiempo presente, esos datos deberían transmitirse como cantidades en un modelo de clave binaria, puesto que el modelo de clave alfanumérica está sujeto a numerosas restricciones en la presentación de informes completos<sup>1</sup>.

### 14.1.3 Requisitos meteorológicos

El tiempo pasado y el tiempo presente, así como el estado del terreno, se utilizan principalmente como descripción cualitativa de los fenómenos meteorológicos. Son un requisito sobre todo por los efectos que tienen sobre las actividades humanas y la seguridad en el transporte, y también por la importancia que revisten para entender y predecir los sistemas meteorológicos sinópticos. En otros capítulos de esta Guía se tratan temas afines. La medición cuantitativa de la precipitación se describe en el capítulo 6 de la parte I y las observaciones de las nubes, en el capítulo 15 de la parte I. En la parte II se abordan temas específicos relativos a las observaciones aeronáuticas, las observaciones marinas, los sistemas automatizados, los radares y las cuestiones atmosféricas.

En el presente capítulo, las observaciones meteorológicas de interés para la determinación del tiempo presente y del tiempo pasado se dividen en tres tipos, a saber: las precipitaciones (caída de hidrometeoros), la transparencia atmosférica y las partículas en suspensión (litometeoros e hidrometeoros en suspensión o llevados por el viento), y otros fenómenos meteorológicos (como las nubes de embudo, las turbonadas y los relámpagos). La precipitación líquida o la niebla que deja depósitos congelados sobre las superficies se incluyen en la categoría correspondiente a precipitación e hidrometeoros en suspensión.

Otros fenómenos, como los de naturaleza óptica (fotometeoros) o los electrometeoros diferentes del relámpago, son indicadores de condiciones atmosféricas particulares y se pueden incluir en el registro habitual de la sucesión de fenómenos meteorológicos ocurridos que mantiene la estación. Aunque no son importantes para la determinación del tiempo pasado y del tiempo presente, al cifrar las observaciones meteorológicas normalizadas, se los incluye solo para que el tema quede bien tratado.

### 14.1.4 Métodos de observación

Para observar todas las modalidades diferentes del tiempo meteorológico, en la actualidad solo se cuenta con las observaciones visuales y auditivas efectuadas por un observador humano capacitado. No obstante, dado el costo elevado que implica el mantenimiento del personal compuesto por un número significativo de observadores capacitados, algunos Servicios Meteorológicos utilizan cada vez más los sistemas de observación automatizados en las redes primarias de observación, y también para seguir complementando las redes de estaciones dotadas de personal con observaciones automatizadas procedentes de zonas distantes.

Estudios teóricos (Bespalov y otros, 1983) han confirmado la posibilidad de determinar los fenómenos meteorológicos mediante el análisis lógico de un grupo de variables de datos. No se dispone actualmente de un único sensor para clasificar todos los fenómenos de tiempo presente, por lo que para efectuar esas determinaciones se utilizan los datos obtenidos de varios sensores (por ejemplo, visibilidad, temperatura, punto de rocío, velocidad de viento y diferenciación entre lluvia y nieve). Los sistemas de observación automatizados tienen la capacidad de realizar ese análisis lógico, pero sus posibilidades de observación de los fenómenos meteorológicos necesarios varían según los instrumentos del sistema y la complejidad de los algoritmos.

<sup>1</sup> La Recomendación 3 (CBS-XII) se refiere al requisito de “notificar cantidades observadas en lugar de parámetros cualitativos sobre el estado actual del tiempo en la observación mediante estaciones automáticas en las claves FM 94 BUFR y FM 95 CREX”.

Aunque los sistemas automatizados no pueden observar todos los tipos de fenómenos meteorológicos, sí lo hacen en el caso de los más importantes y, por ello, son una alternativa rentable con respecto al observador humano plenamente capacitado.

## 14.2 **OBSERVACIÓN DEL TIEMPO PRESENTE Y DEL TIEMPO PASADO**

Las observaciones que se registrarán como tiempo presente y tiempo pasado incluyen los fenómenos siguientes: precipitación (lluvia, llovizna, nieve, hielo granulado, cinarra, polvo brillante y granizo), transparencia atmosférica y partículas en suspensión (calima, polvo, humo, neblina, niebla, arrastre eólico de nieve, tempestades de polvo o arena, tolvaneras), nubes de embudo, turbonadas y relámpagos.

En la observación del tiempo presente es necesario tener en cuenta los diversos fenómenos que ocurren en la estación o en el campo visual de la misma durante la hora de observación. En los informes sinópticos, cuando no haya precipitaciones en el momento de la observación, se tendrán en cuenta las condiciones imperantes durante la última hora para seleccionar los dígitos de la clave.

### 14.2.1 **Precipitación**

#### 14.2.1.1 **Objetos de observación**

Pueden definirse tres formas del *carácter de la precipitación*: chubasco, precipitación intermitente y precipitación continua. El chaparrón o chubasco es un fenómeno de precipitación asociado con nubes convectivas físicamente separadas. Los observadores (o los instrumentos que los sustituyen) clasificarán también la precipitación en tres categorías de intensidad: débil, moderada o fuerte, según la cantidad de precipitación caída en un período de tiempo determinado u otros factores relacionados (tales como la visibilidad).

El *tipo de precipitación* (lluvia, llovizna, nieve, granizo) es el tercero de los principales elementos observables de la precipitación. Las observaciones de lluvia o llovizna a temperaturas bajas deberían indicar si la precipitación es engelante o no. Por definición, la lluvia o llovizna engelante origina el hielo liso por congelamiento al entrar en contacto con objetos sólidos. Las precipitaciones sólidas pueden ocurrir en forma de polvo brillante, cinarra, cristales de nieve aislados con forma de estrella, hielo granulado y granizo, y su descripción completa se ofrece en OMM (1975).

La definición de la escala de *intensidad de la precipitación* dependerá del carácter de la precipitación (intermitente, continua, chubasco) y del tipo (lluvia, llovizna, nieve, granizo). En varias reuniones conjuntas de equipos de expertos de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación y de la Comisión de Sistemas Básicos se han desarrollado tablas que permiten obtener una relación más universal entre la interpretación cualitativa y subjetiva de un observador y las cantidades medidas mediante un sistema de observación de tiempo presente. En el anexo figura un ejemplo de estas tablas y de otras relaciones.

#### 14.2.1.2 **Instrumentos y dispositivos de medición: tipo de precipitación**

Un aspecto importante de los instrumentos consiste en la determinación del tipo de precipitación. Por lo general, los sistemas que se están sometiendo a evaluación o se utilizan con fines operativos se basan en métodos ópticos o en radares (Van der Meulen, 2003). Las pruebas efectuadas sobre el terreno (OMM, 1998) demuestran que todos esos sistemas son capaces de detectar los principales tipos de precipitación, salvo la nieve o llovizna muy débiles, en más del 90% de los casos en comparación con un observador capacitado. El porcentaje de detección de

una precipitación muy débil suele ser mucho menor<sup>2</sup>. Se necesitan algoritmos muy complejos para diferenciar los diversos tipos de precipitación. Por ejemplo, resulta difícil distinguir la nieve húmeda o la nieve fundida de la lluvia. A continuación, se enumeran los sensores que detectan el tipo de precipitación.

### **Sensor de tiempo presente de dispersión frontal/retrodispersión**

Se utilizan diversos sensores de dispersión para notificar el tiempo presente, en particular el tipo de precipitación. Por lo general, se observa la luz que, procedente de una fuente, es dispersada por las partículas de precipitación bajo un ángulo fijo, lo cual proporciona información sobre el tamaño de las partículas. Otras mediciones (por ejemplo, el contenido de agua de las partículas, la velocidad de caída y la temperatura) ayudan a determinar la naturaleza de las partículas. Por ejemplo, las partículas grandes con un contenido de agua reducido se clasificarán como nieve. Algunos sensores registran una precipitación no identificada cuando el sistema no puede determinar adecuadamente el tipo de precipitación. Ello ocurre principalmente si la intensidad de la precipitación es baja y al comienzo y al final de los episodios de precipitación. Además del tipo de precipitación, estos sensores también pueden señalar (según el tipo de sensor) la intensidad de la precipitación, la duración de la precipitación (y, por lo tanto, pueden indicar la precipitación intermitente) y la visibilidad.

Se hace un uso generalizado de estos sensores, que suelen dar resultados aceptables para los tipos comunes de precipitación (lluvia, nieve), con unas tasas de detección de entre el 70% y el 90% (OMM, 1998), según el tipo exacto de prueba establecida y el instrumento específico. Otros tipos de precipitación no se observan tan bien, especialmente la precipitación mixta (lluvia y nieve) y el granizo. Los umbrales para la precipitación débil pueden variar.

### **Disdrómetro óptico**

Los disdrómetros ópticos también se utilizan para determinar el tipo de precipitación. Estos instrumentos utilizan la atenuación en un haz horizontal de luz en capa para detectar hidrometeoros. Cuando una partícula cae a través de la capa de luz, la intensidad del receptor se reduce. La cuantía de esta reducción se corresponde con el tamaño de la partícula, y la duración se corresponde con la velocidad de caída de la partícula. El tipo de precipitación se determina comparando la distribución de la velocidad de caída de una serie de partículas detectadas con las relaciones conocidas relativas a distintos tipos de precipitación líquida, mixta o sólida.

Por lo general, estos sensores también dan resultados aceptables para los tipos comunes de precipitación. Las tasas de detección, comparadas con las de los observadores, son similares a las de los sensores de dispersión (OMM, 2005a). También en este caso resulta difícil detectar el granizo y los tipos de precipitación mixta.

### **Radar Doppler**

También se pueden utilizar radares Doppler específicos para determinar el tipo de precipitación. El haz emitido (verticalmente) por el radar es devuelto mediante retrodispersión por los hidrometeoros en caída. La velocidad de caída de las partículas se puede determinar sobre la base del desplazamiento Doppler de la señal devuelta por retrodispersión. Cerca del suelo, se trata de una velocidad final de caída y corresponde al tamaño de las partículas. Algunos instrumentos tienen un volumen de medición superior al sensor, otros determinan la velocidad de caída a diferentes altitudes por encima del sensor para establecer el tipo de precipitación. También se utilizan mediciones adicionales (por ejemplo, temperatura en superficie).

Hay varios tipos diferentes de radar Doppler disponibles para detectar el tipo de precipitación. No suelen ser sensibles a las partículas pequeñas, como todas las técnicas de detección basadas

<sup>2</sup> El umbral para la detección de la intensidad de la lluvia es de 0,02 mm h<sup>-1</sup> (véase el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E)).

en radares. Algunos tipos muestran resultados similares a los de los sensores de dispersión frontal/retrodispersión y los disdrómetros, es decir, producen resultados aceptables para la lluvia y la nieve, pero no para la precipitación mixta. El granizo no se registra.

### **Detector de impactos**

Este tipo de sensor consiste en un material piezoeléctrico capaz de detectar el impacto de los hidrometeoros. La diferencia entre el impacto del granizo y de la lluvia difiere lo suficiente para distinguir estos dos tipos de precipitación. No se registran otros tipos de precipitación.

Puesto que solo se puede registrar la lluvia y el granizo, este sensor no es un sensor de tiempo presente plenamente operativo. No obstante, la parte que detecta el granizo puede resultar útil para algunos usuarios, ya que este suele ser un punto débil en otros sensores de tiempo presente.

### **Detector acústico**

El detector acústico detecta el sonido de la caída de hidrometeoros, lo cual guarda relación con el tipo de precipitación. El sensor se desarrolló para complementar el sensor de tiempo presente de dispersión frontal/retrodispersión, en particular para mejorar la detección de granizo y de hielo granulado.

Los resultados iniciales del sensor eran prometedores (Wade, 2003; Loeffler-Mang, 2009).

### **Otros métodos**

También pueden utilizarse cámaras para vigilar el tipo de precipitación. En ese caso, un observador/operador puede controlar las distintas cámaras desde una instalación central. Deberá seleccionarse un fondo de contraste apropiado para observar la precipitación. Dado que este tipo de mediciones requiere la presencia de un observador/operador, no se trata de mediciones automáticas del tiempo presente/pasado.

Se está utilizando un sensor diseñado específicamente para detectar la lluvia engelante o el hielo liso (Starr y Van Cauwenberghe, 1991), que mide la cantidad de hielo acumulado en una sonda. La sonda vibra a una frecuencia proporcional a su masa. Cuando el hielo se forma en la sonda, cambia la masa de esta y disminuye la frecuencia de vibración. El sensor lleva un calentador para descongelar la sonda cuando sea necesario. Este dispositivo también resulta eficaz para detectar la nieve húmeda.

Los detectores de engelamiento pueden utilizarse para identificar la precipitación engelante, para lo cual existen diversos métodos. Por ejemplo, puede medirse el peso del hielo con una vara. Otro de los métodos utiliza una sonda de vibración ultrasónica, y la frecuencia de esta sonda varía cuando se forma hielo en ella. Recientemente, se ha llevado a cabo una prueba exhaustiva (Fikke y otros, 2007). Los resultados de los sensores de tiempo presente mejoran cuando se incluyen los datos de los detectores de engelamiento, en particular de la precipitación engelante (Sheppard y Joe, 2000). Los sistemas automatizados de observación meteorológica utilizan esta técnica.

#### **14.2.1.3 Instrumentos y dispositivos de medición: intensidad y carácter de la precipitación**

Los informes del tiempo presente comprenden una indicación de la intensidad y, por lo tanto, del carácter de la precipitación (a saber, chubasco, precipitación intermitente o precipitación continua), parámetros que, en muchos casos, también se miden mediante el mismo sensor que determina el tipo de precipitación. No obstante, es asimismo posible utilizar un sensor diferente para este fin. La medición de la intensidad también permite determinar la precipitación intermitente (por ejemplo, los chubascos de nieve). Recientemente se ha completado una intercomparación en laboratorio e *in situ* de las mediciones de la intensidad de la precipitación



(OMM, 2006a y 2009). Dicha intercomparación incluía numerosos instrumentos diferentes que utilizaban diversas técnicas de medición para recoger la precipitación. A continuación figuran los métodos de medición automática que indican la intensidad de la precipitación.

### **Sensor de tiempo presente de dispersión frontal/retrodispersión**

El sensor se describe en la sección 14.2.1.2. La intensidad de la precipitación se calcula mediante la combinación de la distribución de las partículas por tamaño, el número de partículas y el tipo de precipitación. La intensidad de la precipitación determinada de esta forma suele ser menos exacta que cuando se utilizan métodos convencionales (por ejemplo, los pluviómetros de pesaje, los pluviómetros de cubeta basculante o de balancín, etc.). La calibración de la intensidad de la precipitación también plantea un problema. Para obtener una indicación aproximada de la intensidad de la precipitación (débil, fuerte, etc.), puede utilizarse este método. Los fabricantes están trabajando en la mejora de los resultados de la intensidad de la precipitación.

### **Disdrómetro óptico**

Este tipo de sensor también se describe en la sección anterior (14.2.1.2). La intensidad de la precipitación se calcula mediante la combinación de la distribución de las partículas por tamaño, el número de partículas y el tipo de precipitación. Se está trabajando en la mejora de los resultados de la intensidad de la precipitación (véase, por ejemplo, OMM, 2006b).

### **Radar Doppler**

Este sensor se describe en la sección 14.2.1.2. La intensidad de la precipitación se calcula mediante la combinación de la distribución de las partículas por tamaño, el número de partículas y el tipo de precipitación. Los resultados de la intensidad de la precipitación han mostrado correlaciones aceptables ( $\rho = 0,9$ ) con los pluviómetros convencionales cuando se utilizan en intervalos de 30 minutos (véase Peters y otros, 2002).

### **Pluviómetro**

Existen numerosos tipos diferentes de pluviómetros “convencionales”, que se basan en diversos métodos de medición y que se describen en el capítulo 6 de la parte I. Por lo general, se diseñan para medir la cantidad de precipitación, si bien también hay algunos instrumentos (más pequeños) especialmente diseñados para ofrecer (una indicación de) la intensidad de la precipitación. Los pluviómetros diseñados para medir la cantidad de precipitación suelen ser menos exactos en la notificación de la intensidad de la precipitación. Sin embargo, la indicación de la intensidad de la precipitación, que es necesaria para los informes de tiempo presente, suele ser satisfactoria. Asimismo, muchos fabricantes están mejorando estos instrumentos con respecto a la intensidad de la precipitación (OMM, 2006a y 2009).

#### **14.2.1.4 Instrumentos y dispositivos de medición: enfoque multi-instrumental**

A fin de determinar las características del tiempo presente y la cantidad de precipitación, los sistemas de observación utilizan una gran variedad de sensores junto con algoritmos. Este enfoque multi-instrumental limita las técnicas implicadas. Otras observaciones típicas también relacionadas son la medición de la precipitación, la visibilidad, la temperatura del aire, el punto de rocío y la altura de la base de las nubes. Los algoritmos se caracterizan por el filtrado (por ejemplo, precipitación líquida solo si la temperatura del aire es superior a 6 °C). La combinación de numerosos sensores para determinar el tiempo presente también se utiliza en los sistemas de meteorología viaria (véase también la sección 14.3).

## 14.2.2 **Transparencia atmosférica y partículas en suspensión**

### 14.2.2.1 **Objetos de observación**

En los informes que tienen en cuenta las condiciones atmosféricas imperantes durante la última hora, debería distinguirse la calima de la neblina o la niebla acuosa. En el caso de la calima, el aire está relativamente seco, mientras que con neblina o niebla acuosa hay generalmente muestras de humedad alta en forma de gotitas de agua o cencellada blanca depositadas sobre la hierba, las hojas, etc. Cuando la estación está dotada de instrumentos de medición, puede suponerse con bastante confianza que la oscuridad se debe a la calima si la humedad relativa es inferior a un cierto porcentaje (por ejemplo, un 80%) y si la visibilidad está comprendida entre ciertos valores límite (por ejemplo, más de 1 km en la horizontal y más de 2 km en la vertical). La neblina se registra con valores de humedad altos y una visibilidad de 1 km o más. En los informes sinópticos se considera que el término "niebla" se aplica a las nieblas acuosas o heladas, que generalmente reducen la visibilidad horizontal en la superficie de la Tierra a menos de 1 km. Cuando el término "niebla" aparezca en las claves de tiempo presente y tiempo pasado, se debería entender en este sentido. No obstante, en los resúmenes climatológicos, toda visibilidad inferior a 1 km se considera niebla.

La cencellada blanca se produce cuando las gotitas de agua de la niebla se solidifican y convierten en hielo al entrar en contacto con objetos sólidos, cuya superficie está a una temperatura por debajo del punto de congelación. Las claves de tiempo presente y tiempo pasado no distinguen los diferentes tipos de cencellada.

Las ventiscas baja o alta de nieve consisten en nieve levantada del suelo por el viento después que esta haya caído. En la clave de tiempo presente se diferencia la ventisca baja de nieve de la ventisca alta; la primera de ellas se refiere a la nieve levantada hasta una altura que no sobrepasa el nivel del ojo del observador.

Otros fenómenos meteorológicos que habrá que detectar son la gran extensión de polvo en suspensión en el aire; el polvo o la arena levantados por el viento; las tempestades de polvo o de arena, ocasionadas por un viento turbulento, que levantan grandes cantidades de polvo o arena hacia el aire y reducen considerablemente la visibilidad; los remolinos de polvo o arena y, ocasionalmente, las nubes de embudo.

El observador debería utilizar como medio auxiliar la publicación OMM (1975).

### 14.2.2.2 **Instrumentos y dispositivos de medición: características de la transparencia atmosférica y de las partículas en suspensión**

Una de las maneras de determinar las características de la transparencia atmosférica y de las partículas en suspensión consiste en efectuar el complejo procesamiento de los valores medidos, que pueden funcionar como predictores. Esta técnica exige el estudio de las magnitudes meteorológicas que acompañan la formación, la intensificación y la desaparición del fenómeno de oscurecimiento en la atmósfera, y también el establecimiento de las condiciones limitadoras. Los problemas que plantea la determinación de nieblas, neblinas, calimas, tormentas de nieve y tempestades de polvo se abordan en Goskomgidromet (1984) y en OMM (1985). El alcance visual meteorológico es el elemento indicador más importante. Entre las variables restantes, la velocidad del viento, la humedad, la temperatura y el punto de rocío han demostrado ser criterios importantes para la determinación.

Los instrumentos que miden la visibilidad pueden utilizarse para determinar el alcance visual meteorológico, conforme a lo establecido en el capítulo 9 de la parte I, en particular en la sección 9.3. No obstante, cabe señalar que para determinar la niebla, la neblina y la calima, el alcance de estos instrumentos puede limitarse a unos pocos kilómetros. A continuación se describen tres tipos de instrumentos de visibilidad utilizados para determinar la niebla, la calima y la neblina.

## Transmisómetro

Los transmisómetros miden la atenuación de una fuente de luz a una distancia determinada. Normalmente, la luz de una lámpara de destellos se detecta a una distancia de entre 10 y 200 m. La visibilidad se calcula a partir de la atenuación de esta luz. Pueden utilizarse dos detectores a distancias diferentes (el denominado transmisómetro de doble base) para ampliar el alcance de detección. Los transmisómetros resultan especialmente apropiados para medir la visibilidad, y se utilizan ampliamente, sobre todo en los aeropuertos. En el caso de las visibilidades mayores, la incertidumbre de la medición aumenta a medida que lo hace la visibilidad (para más detalles, véase el capítulo 9 de la parte I). Tanto su instalación como su mantenimiento son relativamente costosos, ya que necesitan limpiezas con regularidad. Algunos transmisómetros pueden mantener su exactitud operativa durante un tiempo considerablemente más prolongado debido a la calibración y compensación automáticas de los efectos de la contaminación.

## Sensor de dispersión frontal

El sensor se describe en la sección 14.2.1.2. Además del tipo de precipitación, este instrumento también puede medir la visibilidad. La cantidad de dispersión está relacionada con la atenuación óptica y se determina de forma empírica en el proceso de calibración mediante la comparación de los resultados con un transmisómetro. Los sensores de dispersión frontal también son apropiados para medir la visibilidad y se utilizan cada vez más. En comparación con el transmisómetro, el sensor de dispersión frontal puede utilizarse generalmente para un mayor alcance de visibilidad. Uno de los inconvenientes que presenta es que su calibración no es una tarea sencilla, y requiere atención. La instalación y el mantenimiento del instrumento son relativamente económicos, ya que no necesita que se lleven a cabo limpiezas tan frecuentes como en el caso de los transmisómetros. Ciertos sensores pueden ampliar aún más el intervalo entre limpiezas mediante la compensación automática del impacto óptico de la contaminación.

## Lidar

También puede utilizarse un sistema relativamente pequeño de detección y localización por ondas luminosas (lidar) para establecer la visibilidad utilizada, a su vez, en la determinación de la niebla. Un diodo láser emite pulsos luminosos, y se mide la luz reflejada por las partículas de la niebla/calima (en caso de que estén presentes). La visibilidad se determina sobre la base de la intensidad de la luz reflejada y de su tiempo de vuelo. El alcance de la visibilidad medida por un lidar es limitado, pero para determinar la niebla, la calima, etc., no se necesita un gran alcance visual.

### 14.2.3 Otros fenómenos meteorológicos

#### 14.2.3.1 Objetos de observación

El reconocimiento y la observación de las nubes de embudo revisten una importancia capital para la protección de la vida y los bienes.

*Nube de embudo (tornado o tromba marina):* fenómeno consistente en un remolino de viento, frecuentemente violento, que aparece como una nube en forma de columna o cono invertido (nube de embudo) por debajo de la base de un cumulonimbus. La nube puede extenderse hasta la superficie de la tierra, pero sin llegar necesariamente al suelo, en cuyo caso levantará agua, polvo, arena o residuos y se formará un "arbusto" alrededor de la boca del embudo. El diámetro puede variar desde unos pocos metros hasta varios centenares de metros. Las nubes de embudo se consideran bien desarrolladas cuando la columna de aire que gira violentamente toca la superficie del suelo o del agua. Una nube de embudo bien desarrollada se considera tornado cuando tiene lugar sobre el suelo, y tromba marina cuando se produce sobre el agua. En los tornados más violentos la velocidad del viento puede alcanzar hasta  $150 \text{ m s}^{-1}$ .

*Remolino de polvo/arena (tolvanera)*: columna de aire que suele girar rápidamente sobre un suelo seco y polvoriento o arenoso transportando polvo y otros residuos ligeros levantados del suelo. Los remolinos de polvo o de arena tienen varios metros de diámetro. Normalmente en el plano vertical no se extienden por encima de 60 a 90 m (tolvaneras), pero en regiones desérticas muy cálidas los remolinos de polvo/arena bien desarrollados pueden alcanzar 600 m.

*Turbonada*: viento fuerte que comienza repentinamente, dura unos minutos y luego desaparece. A la turbonada se la asocia muchas veces con el paso de un frente frío. En esas circunstancias, se desarrolla a lo largo de una línea y, en el caso típico, va acompañada de un descenso de temperatura pronunciado, un cambio de la dirección del viento (en el sentido de las agujas del reloj en el hemisferio norte y en sentido contrario en el hemisferio sur), un aumento de la humedad relativa y una nube en forma de rodillo con eje horizontal (turbonada en línea).

La definición de tormenta (véase OMM, 1992) es un ejemplo de cómo se puede obtener la descripción exclusivamente a partir de las percepciones de observadores humanos: el fenómeno debería considerarse tormenta cuando se oyen truenos (aunque no se vean relámpagos).

#### 14.2.3.2 **Instrumentos y dispositivos de medición**

A menudo, se puede detectar la presencia de nubes de embudo o de tornados mediante radares meteorológicos (véase el capítulo 7 de la parte II). Los modernos radares meteorológicos Doppler resultan bastante eficaces para reconocer los mesociclones y proporcionan información más detallada y avanzada sobre este fenómeno meteorológico extremo que la obtenida únicamente por observación visual.

La turbonada se puede determinar a partir de la sucesión diferenciada de valores medidos de la velocidad del viento. Cuando los resultados de un dispositivo de medición de la velocidad del viento se combinan con los de un sensor de la dirección del viento, de un termómetro, o de un sensor de humedad, parece posible identificar una turbonada en línea.

La tormenta se detecta principalmente mediante contadores de relámpagos. Según las instrucciones proporcionadas a los observadores por diversos Servicios, se debe seleccionar una cantidad específica de relámpagos por intervalo de tiempo, que se puede utilizar en combinación con las intensidades de precipitación o las velocidades del viento para definir las tormentas débiles, moderadas o fuertes (véase el capítulo 6 de la parte II).

#### 14.2.4 **Estado del cielo**

##### 14.2.4.1 **Objetos de observación**

Las especificaciones del estado del cielo se utilizan para describir los cambios progresivos del estado del cielo ocurridos durante un tiempo determinado. Se hará lo mismo cuando se consideren los cambios ocurridos en la nubosidad total, la altura de la base de las nubes y el tipo de nubes.

##### 14.2.4.2 **Instrumentos y dispositivos de medición**

Se puede conseguir una aproximación a las características de la nubosidad (nubosidad total expresada en octas, altura de la base de las nubes y nubosidad total en varias capas nubosas) a partir de la variación de la altura de la base de las nubes medida con un sistema de tipo óptico, y la aplicación de métodos estadísticos (véase también el capítulo 15 de la parte I). Es evidente que esto solo se puede hacer con las capas nubosas que se encuentran dentro de los límites de altura del sistema de medición de la base de las nubes (Persin, 1987; Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera, 1988; Conferencia internacional sobre experiencias con estaciones meteorológicas automáticas, 1999).

### 14.3 **OBSERVACIÓN DEL ESTADO DEL TERRENO**

#### 14.3.1 **Objetos de observación**

El estado del terreno se refiere a la condición de la superficie como resultado de los fenómenos meteorológicos recientes, en términos de la cantidad de humedad o la descripción de partículas sólidas, o acuosas o no acuosas que cubren la superficie normal. La observación del estado del terreno (letras simbólicas E y E´) se debería efectuar conforme a las especificaciones dadas en OMM (2011).

Las notificaciones del estado del terreno también forman parte de las notificaciones del tiempo presente que, hasta hace poco, solo llevaban a cabo los observadores. La medición automática del estado del terreno sigue siendo relativamente nueva (por ejemplo, véase Stacheder y otros, 2008) y aún no se utiliza de forma generalizada. Algunos institutos meteorológicos están trabajando para normalizar la superficie o superficies que han de observarse.

#### 14.3.2 **Instrumentos y dispositivos de medición**

Los estudios han demostrado que es posible determinar los estados principales del terreno mediante los fenómenos de reflexión y dispersión (seco, húmedo, mojado, cubierto de nieve, helado o con cencellada blanca) (Gaumet y otros, 1991). A continuación se describen brevemente los métodos utilizados.

*Sensor de dispersión:* estos sensores tienen un diseño óptico que utiliza las propiedades de reflexión y dispersión de la superficie; pueden utilizar diversas fuentes de luz. Por ejemplo, el flujo de una fuente de luz blanca reflejada desde una baldosa de referencia dependerá del estado de esa superficie. Otros sensores (de carretera) analizan el reflejo de una fuente de luz infrarroja sobre la superficie de la carretera. En este caso, la longitud de onda de la luz reflejada depende del estado de la superficie. No todos estos sensores son apropiados para fines meteorológicos, ya que pueden estar diseñados para superficies distintas de las superficies naturales. Actualmente se están mejorando los sensores.

*Sensor capacitivo:* actualmente se está desarrollando y probando un nuevo sensor capacitivo. Se coloca una malla conductora sobre la superficie (natural). Fundamentalmente, se trata de un condensador que utiliza el terreno natural como dieléctrico. La constante dieléctrica de la tierra seca difiere de forma considerable de la correspondiente a la tierra húmeda. Por lo tanto, la capacitancia depende de la humedad de la superficie, y el estado del terreno puede determinarse midiendo los valores absolutos y la fase de las señales emitidas en dos frecuencias. Los resultados iniciales de las pruebas parecen prometedores, pero este sensor aún se está desarrollando.

*Conjunto de sensores:* para determinar el estado de la superficie, especialmente en el caso de superficies de carreteras, puede utilizarse un conjunto de sensores. Por ejemplo, la detección óptica puede determinar la cubierta de la superficie; una medición de la conductividad puede determinar la presencia de sustancias químicas, la temperatura de la superficie y del terreno, etc. Todas estas mediciones, junto con los datos atmosféricos, pueden utilizarse para estimar las condiciones viarias. Sin embargo, el estado del terreno se define como el estado de la superficie natural presente, por lo que mediante este método no se determina el estado exacto del terreno, sino una propiedad relacionada.

*Cámaras (y observador):* las cámaras también se utilizan para determinar el estado del terreno. Pueden enfocar diversas superficies y un observador/operador determina el estado del terreno. Dado que este método de observación es fundamentalmente manual, no se analizará aquí.

## 14.4 **OBSERVACIÓN DE FENÓMENOS ESPECIALES**

### 14.4.1 **Fenómenos eléctricos**

Los electrometeoros corresponden a descargas eléctricas discontinuas (relámpago, trueno) o a fenómenos más o menos continuos (fuego de San Telmo, aurora polar). En OMM (1975) se ofrece una descripción completa de los electrometeoros.

Los registros especiales de relámpagos deberían incluir información sobre el tipo, la intensidad y la frecuencia de las descargas, y el intervalo acimutal en el que se observan; se debería consignar el lapso de tiempo transcurrido entre el relámpago y el trueno correspondiente. Habría que prestar atención para no confundir la descarga eléctrica correspondiente al relámpago con su reflexión en nubes o calima. Muchos países ya utilizan operativamente los sistemas de detección automáticos para ubicar los relámpagos. El capítulo 6 de la parte II contiene más información sobre este tema.

La excepcional aurora polar se debería describir con detalle. Si se dispone de filtros de luz, se podrán utilizar para aumentar la sensibilidad de las observaciones, y también se emplearán teodolitos o clinómetros (con alidada) para incrementar la exactitud de las mediciones angulares.

### 14.4.2 **Fenómenos ópticos (fotometeoros)**

Un fotometeoro es un fenómeno luminoso producido en la atmósfera por reflexión, refracción, difracción o interferencia de la luz procedente del Sol o de la Luna. Los fotometeoros pueden observarse en el aire más o menos claro (espejismo, trepidación óptica, centelleo, rayo verde, colores crepusculares), sobre las nubes o en su interior (fenómenos de halo, corona, irisaciones, corona de Ulloa), y sobre ciertos hidrometeoros o litometeoros o en su interior (corona de Ulloa, arcoíris, arco de la niebla, anillo de Bishop, rayos crepusculares).

Los observadores deberían anotar cuidadosamente cualquier fenómeno óptico que aparezca. Cuando sea posible, se deberían adjuntar dibujos o fotografías a la descripción textual. En OMM (1975) figuran las descripciones completas de estos fenómenos. En algunos manuales para observadores, por ejemplo en Oficina Meteorológica de Reino Unido (1982), se dan instrucciones concisas para la observación de los fenómenos más comunes.

El teodolito es un instrumento muy adecuado para realizar mediciones precisas. No obstante, si no se cuenta con uno, bastará con un trozo de madera graduado, que se sostendrá a la altura del brazo extendido; con la presencia de falso sol se puede determinar su posición relacionándolo con puntos de referencia fijos. Es posible calcular el diámetro de una corona si se considera que el diámetro angular del Sol o de la Luna es, aproximadamente, de medio grado.

---

## ANEXO. CRITERIOS PARA DETERMINAR LA INTENSIDAD DE PRECIPITACIÓN DÉBIL, MODERADA O FUERTE<sup>1</sup>

(Definición de precipitación débil, moderada y fuerte con respecto al tipo y la intensidad de la precipitación,  $i$ )<sup>a</sup>

<i>Variable</i>	<i>Rango</i>	<i>Intensidad</i>
Llovizna	$i < 0,1 \text{ mm h}^{-1}$ $0,1 \leq i < 0,5 \text{ mm h}^{-1}$ $i \geq 0,5 \text{ mm h}^{-1}$	Débil Moderada Fuerte
Lluvia (también chubascos)	$i < 2,5 \text{ mm h}^{-1}$ $2,5 \leq i < 10,0 \text{ mm h}^{-1}$ $10,0 \leq i < 50,0 \text{ mm h}^{-1}$ $i \geq 50,0 \text{ mm h}^{-1}$	Débil Moderada Fuerte Violenta <sup>b</sup>
Nieve (también chubascos)	$i < 1,0 \text{ mm h}^{-1}$ (equivalente en agua) $1,0 \leq i < 5,0 \text{ mm h}^{-1}$ (equivalente en agua) $i \geq 5,0 \text{ mm h}^{-1}$ (equivalente en agua)	Débil Moderada Fuerte

Notas:

a Valores de la intensidad basados en un período de mediciones de 3 minutos.

b La expresión "violenta", en relación con las cantidades de precipitación, no es compatible con las demás categorías y resulta confusa. Tal vez sería más apropiado utilizar una expresión como "intensa" o "extrema".

### Precipitación mixta de lluvia y nieve

Los mismos criterios que los aplicables a la nieve (dado que la relación lluvia-nieve no está sujeta a ninguna medición, debería seleccionarse una opción fácil).

Granizo: los mismos criterios que los aplicables a la lluvia.

Hielo granulado y nieve granulada: los mismos criterios que los aplicables a la nieve.

Fenómenos de congelación: los mismos criterios que los aplicables a los fenómenos que no son de congelación.

### Guía para calcular la intensidad aproximada de la nieve

Débil: copos pequeños y dispersos; en ausencia de otros fenómenos de oscurecimiento, por lo general, la nieve de esta intensidad reduce la visibilidad, pero no a menos de 1 000 m.

Moderada: copos más grandes y numerosos, que generalmente reducen la visibilidad a entre 400 y 1 000 m.

Fuerte: copos numerosos de todos los tamaños, que generalmente reducen la visibilidad a menos de 400 m.

### Chubascos o precipitación intermitente

Los sistemas automatizados deberían registrar los chubascos o la precipitación intermitente. Por esta última se entiende la ausencia de precipitaciones dentro de los 10 minutos siguientes a dos

<sup>1</sup> Recomendación de la Reunión de expertos de la OMM sobre automatización de observaciones visuales y subjetivas (Trappes/París, Francia, 14 a 16 de mayo de 1997) y del Grupo de trabajo sobre mediciones en superficie (Ginebra, Suiza, 27 a 31 de agosto de 2001).



precipitaciones consecutivas, es decir, si se da un período de 10 minutos sin precipitaciones en un período medio continuo de 10 minutos de precipitaciones durante la última hora, debería notificarse como precipitación intermitente.

**Representatividad de los fenómenos de tiempo presente**

Un fenómeno de tiempo presente puede definirse de forma apropiada utilizando un período de observación de 3 minutos. El promedio más alto de 3 minutos consecutivos en un período de 10 minutos debería notificarse respecto del tiempo presente.

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera de Estados Unidos, 1988: *Federal Standard Algorithms for Automated Weather Observing Systems Used for Aviation Purposes*. Oficina de Coordinación Federal de los Servicios Meteorológicos y del Apoyo a la Investigación, Departamento de Comercio de Estados Unidos, FCM-S5-1988, Washington, D. C.
- Bespalov, S. M. y otros, 1983: *Osnovnyje voprosy razrabotki setevoj avtomaticeskoj gidrometeorologiceskoj stancii* (Principales aspectos del diseño de una red de estaciones hidrometeorológicas automáticas). Trudy GGO, Gidrometeoizdat, Leningrado, vol. 473, págs. 3 a 12.
- Bloemink, H. I., 2004: *Precipitation type detection, Present Weather Sensor: Final Report*. KNMI TR259, De Bilt.
- Conferencia internacional sobre experiencias con estaciones meteorológicas automáticas, 1999: *Second International Conference on Experiences with Automatic Weather Stations* (Viena, 27 a 29 de septiembre). Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, núm. 20 (disponible en CD-ROM), ZAMG, Viena (Austria).
- De Haij, M. J., 2007: *Automated discrimination of precipitation type using the FD12P present weather sensor: evaluation and opportunities*. KNMI TR297, De Bilt.
- Fikke, S., G. Ronsten, A. Heimo, S. Kunz, M. Ostrozlik, P. E. Persson, J. Sabata, B. Wareing, B. Wichura, J. Chum, T. Laakso, K. Sääntti y L. Makkonen, 2007: *COST-727: Atmospheric Icing on Structures: Measurements and data collection on icing: State of the Art*. MeteoSwiss, núm. 75.
- Gaumet, J. L., P. Salomon y R. Paillisse, 1991: "Automatic observations of the state of the soil for meteorological applications", en *Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies*. Sociedad Meteorológica de Estados Unidos (Nueva Orleans, 14 a 18 de enero de 1991), págs. J191 a J193.
- Goskomgidromet, 1984: *Opredelenije atmosferych javlenij po dannym avtomaticeskich stancij, sovezhanije grupy ekspertov GMS/MS socialisticskich stran po teme 9.1. KR GMS/MS* (Identificación de fenómenos atmosféricos a partir de datos de estaciones meteorológicas automáticas: reunión del equipo de expertos de los Servicios Hidrometeorológicos y de los Servicios Meteorológicos de los países socialistas sobre el tema 9.1). Obninsk, 24 a 28 de agosto de 1984, Moscú.
- Loeffler-Mang, M., 2009: *HARE – A New Intelligent Hail Recorder for Networks and Field Campaigns*. Quinta Conferencia europea sobre tormentas violentas, 12 a 16 de octubre, Landshut (Alemania) (disponible en: <http://www.essl.org/ECSS/2009/preprints/P09-06-loefflermang.pdf>).
- Organización Meteorológica Mundial, 1975: *Atlas Internacional de Nubes: Manual de observación de nubes y otros meteoros* (OMM-N° 407), volumen I. Ginebra.
- , 1985: "Algorithms for automatic coding of the present and past weather by unmanned meteorological stations" (M. Mezösi, A. Simon, P. Hanák y O. Szenn), en *Papers Presented at the Third WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-III)* (Ottawa, 8–12 July 1985). Instruments and Observing Methods Report No. 22 (WMO/TD-No. 50). Ginebra.
- , 1992: *Vocabulario Meteorológico Internacional* (OMM-N° 182). Ginebra.
- , 1994: "A comparison of two present weather systems with human observations" (J. P. van der Meulen), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*. Instruments and Observing Methods Report No. 57 (WMO/TD-No. 588). Ginebra.
- , 1998: *WMO Intercomparison of Present Weather Sensors/Systems: Final Report* (Canada and France, 1993–1995) (M. Leroy, C. Bellevaux and J.P. Jacob). Instruments and Observing Methods Report No. 73 (WMO/TD-No. 887). Ginebra.
- , 2002: "Improvements to automated present weather reporting in the Met Office" (S. G. McRobbie, M. J. Molyneux y P. D. Shearn), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2002)*. Instruments and Observing Methods Report No. 75 (WMO/TD-No. 1123). Ginebra.
- , 2005a: "Precipitation type from the Thies disdrometer" (H. I. Bloemink y E. Lanzinger), en *Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2005)*. Instruments and Observing Methods Report No. 82 (WMO/TD-No. 1265). Ginebra.
- , 2005b: "Piezoelectric precipitation sensor from Vaisala" (A. Salmi y J. Ikonen), en *Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2005)*. Instruments and Observing Methods Report No. 82 (WMO/TD-No. 1265). Ginebra.

- , 2006a: *WMO Laboratory Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges* (France, Italy, The Netherlands, 2004-2005) (L.G. Lanza, M. Leroy, C. Alexandropoulos, L. Stagi and W. Wauben). Instruments and Observing Methods Report No. 84 (WMO/TD-No. 1304). Ginebra.
- , 2006b: "Rainfall amount and intensity measured by the Thies laser precipitation monitor" (E. Lanzinger, M. Theel y H. Windolph), en *Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2006)*. Instruments and Observing Methods Report No. 94 (WMO/TD-No. 1354). Ginebra.
- , 2008: "Results from UK Met Office investigations into new technology present weather sensors" (D. Lyth), en *Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2008)*. Instruments and Observing Methods Report No. 96 (WMO/TD-No. 1462). Ginebra.
- , 2009: *WMO Field Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges* (Italia, 2007-2009) (E. Vuerich, C. Monesi, L.G. Lanza, L. Stagi and E. Lanzinger). Instruments and Observing Methods Report No. 99 (WMO/TD-No. 1504). Ginebra.
- , 2010: "Investigations into the improvement of automated precipitation type observations at KNMI" (M. de Haij y W. Wauben), en *Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2010)*. Instruments and Observing Methods Report No. 104. (WMO/TD-No. 1546). Ginebra.
- , 2011: *Manual de claves* (OMM-Nº 306), volumen I. Ginebra.
- Persin, S. M., 1987: *Izmerrenije vysoty niznej granicy oblakov i karakteristika oblacnosti kak zadaca paspoznavanija obrazov* (Medición del techo de nubes y caracterización de la nubosidad como parte de la identificación de imágenes). Trudy GGO, Gidrometeoizdat, Leningrado, vol. 512, págs. 49 a 91.
- Peters, G., B. Fischer y T. Andersson, 2002: "Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR)", en *Boreal Environmental Research*, vol. 7, págs. 353 a 362.
- Oficina Meteorológica de Reino Unido, 1982: *Observer's Handbook*. Oficina de Publicaciones de Su Majestad, Londres.
- Sheppard, B. E. y P. I. Joe, 2000: "Automated precipitation detection and typing in winter: a two-year study", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 17, núm. 11, págs. 1493 a 1507.
- Stacheder, M., F. Koeniger, R. Schuhmann, A. Brandelik, G. Schmitt, W. Sommer y R. Fiel, 2008: "A new sensor for the automatic detection of the state of the ground", en *Near Surface Geophysics*, vol. 6, núm. 1, págs. 67 a 70.
- Starr, K. M. y R. van Cauwenberghe, 1991: "The development of a freezing rain sensor for automated surface observing systems", en *Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies*. Sociedad Meteorológica de Estados Unidos (Nueva Orleans, 13 a 18 de enero de 1991), págs. 338 a 343.
- Van der Meulen, J. P., 2003: *Present Weather – Science: Exploratory Actions on Automatic Present Weather Observations*. Informe final, E-PWS-SCI, Instituto Real de Meteorología de los Países Bajos, De Bilt (Países Bajos), EUMETNET (disponible en: [http://www.knmi.nl/samenw/geoss/eumetnet/E-PWS-Sci/report/PWS-SCI\\_final\\_report.pdf](http://www.knmi.nl/samenw/geoss/eumetnet/E-PWS-Sci/report/PWS-SCI_final_report.pdf)).
- Wade, C. G., 2003: "Detecting ice pellets, snow pellets and hail on ASOS using an acoustic sensor", en *Twelfth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*. Long Beach, California (Estados Unidos de América), 8 a 13 de febrero de 2003.
- Wauben, W., 2002: "Automation of visual observations at KNMI; (I) Comparison of present weather", en *Papers presented at the Symposium on Observations, Data Assimilation, and Probabilistic Prediction*. Orlando, Florida, 13 a 17 de enero de 2002, Sociedad Meteorológica de Estados Unidos
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 15. OBSERVACIÓN DE LAS NUBES .....	508
15.1 Generalidades .....	508
15.1.1 Definiciones .....	508
15.1.2 Unidades y escalas .....	509
15.1.3 Requisitos meteorológicos .....	510
15.1.4 Métodos de observación y medición .....	510
15.1.4.1 Nubosidad .....	510
15.1.4.2 Altura de la base de las nubes .....	510
15.1.4.3 Tipo de nubes .....	511
15.2 Estimación y observación de la nubosidad, la altura de la base de las nubes y el tipo de nubes por observadores humanos .....	511
15.2.1 Realización de estimaciones efectivas .....	511
15.2.2 Estimación de la nubosidad .....	511
15.2.3 Estimación de la altura de la base de las nubes .....	512
15.2.4 Observación del tipo de nubes .....	513
15.3 Medición de la nubosidad con instrumentos .....	513
15.3.1 Utilización de nefobasímetros láser .....	514
15.3.2 Utilización de pirómetros .....	515
15.3.3 Utilización de cámaras de cielo .....	515
15.4 Medición de la altura de la base de las nubes con instrumentos .....	516
15.4.1 Utilización de nefobasímetros láser .....	516
15.4.1.1 Método de medición .....	516
15.4.1.2 Exposición e instalación .....	517
15.4.1.3 Fuentes de error. ....	517
15.4.1.4 Calibración y mantenimiento .....	518
15.4.2 Utilización de nefobasímetros de haz giratorio .....	518
15.4.2.1 Método de medición .....	518
15.4.2.2 Exposición e instalación .....	519
15.4.2.3 Fuentes de error. ....	519
15.4.2.4 Calibración y mantenimiento .....	519
15.4.3 Utilización de proyectores .....	520
15.4.3.1 Método de medición .....	520
15.4.3.2 Exposición e instalación .....	520
15.4.3.3 Fuentes de error. ....	520
15.4.3.4 Calibración y mantenimiento .....	521
15.4.4 Utilización de globos .....	521
15.4.4.1 Método de medición .....	521
15.4.4.2 Fuentes de error. ....	522
15.5 Medición del tipo de nubes con instrumentos .....	522
15.6 Otras propiedades relacionadas con las nubes .....	522
15.6.1 Visibilidad vertical .....	522
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	524

## CAPÍTULO 15. OBSERVACIÓN DE LAS NUBES

### 15.1 GENERALIDADES

Las observaciones de las nubes y la estimación o medición de la altura de sus bases sobre la superficie terrestre son importantes para muchos fines, y especialmente para las aplicaciones operativas de la meteorología. En este capítulo se describen los métodos más utilizados. En OMM (1975 y 1987), donde figuran descripciones específicas de las nubes e ilustraciones para ayudar a identificar los tipos de nubes, se encuentra otra información importante. En OMM (2014) figura información relativa a las prácticas propias de la meteorología aeronáutica.

#### 15.1.1 Definiciones

*Nube*: conjunto de gotas de agua muy pequeñas, cristales de hielo, o una mezcla de ambos, que tiene su base por encima de la superficie terrestre y que resulta apreciable desde el lugar de observación. El diámetro restrictivo de la partícula líquida es del orden de 200  $\mu\text{m}$ ; las gotas de mayor tamaño comprenden llovizna o lluvia.

Con excepción de ciertos tipos raros (por ejemplo, nubes nacaradas y noctilucentes) y la aparición ocasional de cirrus en la estratosfera baja, las nubes se encuentran solo en la troposfera. Se forman principalmente como resultado de la condensación de vapor de agua en núcleos de condensación en la atmósfera. La formación de nubes se produce en el desplazamiento vertical de aire que tiene lugar en la convección, en el ascenso forzado sobre suelo elevado, o en el desplazamiento vertical en gran escala asociado con depresiones y frentes. En condiciones adecuadas de humedad y de gradiente vertical de la temperatura, las nubes pueden ser el resultado de turbulencia en capas bajas y de otras causas secundarias. Las actividades humanas, como la aviación o la industria, también pueden producir la formación de nubes añadiendo núcleos de condensación a la atmósfera.

A temperaturas inferiores a 0 °C, las partículas de nube suelen constar por completo de gotas de agua subfundidas que descienden a unos -10 °C en el caso de las nubes estratiformes, y hasta unos -25 °C en el de las nubes convectivas. A temperaturas inferiores a estos límites muy aproximados y por encima de unos -40 °C, muchas nubes son "mixtas", y los cristales de hielo predominan en la parte más baja del rango de temperaturas.

*Nubosidad*: fracción del cielo que se estima quedará cubierta por un tipo determinado de nubes (nubosidad parcial), o por todos los tipos de nubes (nubosidad total). En ambos casos, la estimación se redondea a la octa más próxima (octavo), y se comunica en una escala que es esencialmente una de las octas más próximas, salvo que las cifras 0 y 8 de la escala significan un cielo totalmente despejado y nuboso, respectivamente, con el consiguiente ajuste a otras cifras próximas en cada extremo de la escala.

*Base de la nube*: zona más baja en la que el tipo de oscurecimiento perceptible cambia del propio del aire claro o calima al correspondiente a gotas de agua o cristales de hielo causando un cambio significativo en el perfil del coeficiente de atenuación por retrodispersión. En el aire por debajo de la nube, las partículas que causan oscurecimiento muestran alguna selectividad espectral mientras que en la nube prácticamente no hay selectividad; la diferencia se debe a los distintos tamaños de gotas. La altura de la base de la nube se define como la altura sobre el nivel del suelo. Para una estación meteorológica aeronáutica, el nivel del suelo (superficie) se define como la elevación oficial del aeródromo.

Tipo de nube (clasificación): hay diversos métodos de clasificación de las nubes, a saber:

- a) En OMM (1975), la división se hace en géneros de nubes, con 10 formas características esenciales, y una nueva subdivisión en caso necesario, en:

- i) especies de nubes (forma y estructura de las nubes);
  - ii) variedades de nubes (disposición y transparencia de las nubes);
  - iii) rasgos suplementarios y nubes accesorias, por ejemplo, incus, mamma, virga, praecipitatio, arcus, tuba, pileus, velum y pannus;
  - iv) desarrollo de un nuevo género de nubes a partir de una nube madre, indicado por la adición del término “genitus” a los nuevos géneros de nube y nube madre —en este orden, si resulta afectada una parte pequeña de la nube madre— y del término “mutatus” si resulta afectada gran parte o la totalidad de la nube madre; por ejemplo, stratocumulus cumulogenitus, o stratus stratocumulomutatus.
- b) Se hace una clasificación según el nivel —alto, medio o bajo— en que se encuentran normalmente los diversos géneros de nubes. En las regiones templadas, los límites aproximados son: alto, de 6 a 12 km (20 000 a 40 000 pies); medio, desde la superficie terrestre hasta 6 km (0 a 20 000 pies); y bajo, desde la superficie terrestre hasta 1,5 km (0 a 5 000 pies). Las nubes altas son cirrus, cirrocumulus y cirrostratus; las nubes medias son alto cumulus, altostratus (esta última se extiende con frecuencia a mayor altura) y nimbostratus (que se extiende normalmente a mayor y menor altura); y las nubes bajas son stratocumulus, stratus, cumulus y cumulonimbus (las dos últimas alcanzan también a menudo niveles medios y altos).

Para fines sinópticos, en cada una de estas tres últimas divisiones de géneros de nubes se hace una clasificación nónupla, designándose las claves correspondientes  $C_H$ ,  $C_M$  y  $C_L$  respectivamente, con el fin de comunicar los estados característicos del cielo, en lugar de los tipos individuales de nubes.

- c) Se establecen clasificaciones menos formales:
  - i) según los procesos físicos de formación de las nubes, sobre todo nubes cumuliformes y nubes estratiformes;
  - ii) según la composición de las nubes, a saber, nubes de cristales de hielo, nubes de gotas de agua y nubes mixtas.

La mayoría de estas formas de nubes se ilustran con fotografías en OMM (1987).

*Visibilidad vertical:* distancia máxima a la que un observador puede ver e identificar un objeto en su vertical, tanto hacia arriba como hacia abajo. La visibilidad vertical puede calcularse a partir del perfil de atenuación (o extinción) medido,  $\sigma(h)$ , como se establece en OMM (2010). La relación, sin embargo, es menos simple que para la visibilidad horizontal, porque  $\sigma$  no puede considerarse como un valor constante. No obstante, puede aplicarse la regla  $I(h = VV)/I_{10} = 5\%$ . Teniendo en cuenta esta hipótesis, la visibilidad vertical puede expresarse en una relación con  $\sigma(h)$  en la que  $VV$  se representa intrínsecamente, es decir:

$$\int_{h=0}^{h=VV} \sigma(h) dh = -\ln(5\%) \approx 3 \quad (15.1)$$

Véase también el capítulo 2 de la parte II (ecuaciones 2.6 y 2.7).

### 15.1.2 Unidades y escalas

La unidad de medición de la altura de la nube es el metro o, para algunas aplicaciones aeronáuticas, el pie. La unidad de nubosidad es la octa, que es la octava parte de la bóveda celeste cubierta por una nube.

### 15.1.3 **Requisitos meteorológicos**

Para fines meteorológicos hay que efectuar observaciones de la nubosidad, del tipo de nube y de la altura de la base de la nube. Para las observaciones sinópticas, en OMM (2011) hay estipulaciones específicas de codificación para describir en forma óptima las condiciones de las nubes desde la superficie hasta las capas altas. Desde el espacio se realizan observaciones de la nubosidad y de la temperatura (de las que se deduce la altura de la cima de la nube). También se utilizan las mediciones desde el espacio para seguir la evolución de las nubes y del tiempo atmosférico.

Los requisitos de incertidumbre de las mediciones se resumen en el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E).

### 15.1.4 **Métodos de observación y medición**

#### 15.1.4.1 **Nubosidad**

Tradicionalmente, las mediciones de la nubosidad se hacían mediante observación visual. En la actualidad, está ampliamente generalizado el uso de métodos instrumentales, que se utilizan operativamente en muchas aplicaciones para determinar la nubosidad y la altura de las nubes. Se determina la nubosidad en cada capa identificada y la nubosidad total vistas desde el punto de observación.

La nubosidad total, o cantidad total de nubes, es la fracción de la bóveda celeste cubierta por todas las nubes visibles. Por lo tanto, la evaluación de la nubosidad total consiste en estimar la cantidad de la zona aparente total del cielo cubierta por nubes.

La nubosidad parcial es la cantidad de cielo cubierta por cada tipo de nube o por nubes estratiformes, como si fuera el único tipo de nube que hubiera en el cielo. La suma de las nubosidades parciales puede rebasar la nubosidad total, y exceder de 8 octas.

La escala para registrar la nubosidad es la que figura en la tabla de cifrado 2700 en OMM (2011), que se reproduce a continuación:

Cifra de clave		Significado
0	0	0
1	1 octa o menos, pero no cero	1/10 o menos, pero no cero
2	2 octas	2/10 a 3/10
3	3 octas	4/10
4	4 octas	5/10
5	5 octas	6/10
6	6 octas	7/10 a 8/10
7	7 octas o más, pero no 8 octas	9/10 o más, pero no 10/10
8	8 octas	10/10
9	Cielo oscurecido por la niebla y/u otros fenómenos meteorológicos	
/	La cubierta de nubes no es discernible por razones diferentes de la niebla u otros fenómenos meteorológicos, o no se ha hecho la observación	

#### 15.1.4.2 **Altura de la base de las nubes**

La altura de la base de las nubes se presta en sí misma a la medición con instrumentos, que se utilizan ampliamente en la actualidad en lugares donde la altura de las nubes es importante desde el punto de vista operativo. Sin embargo, el uso de observadores humanos para hacer las estimaciones de la altura de la base de las nubes está muy generalizado.



En las operaciones rutinarias se utilizan varios tipos de instrumentos, que se describen en este capítulo. Bajo la coordinación de la OMM, en 1986 se efectuó una comparación internacional de varios tipos, de la que se informó en OMM (1988). El informe contiene una útil reseña de la exactitud de las mediciones y del rendimiento de los instrumentos.

La medición con instrumentos de la altura de la base de las nubes es común e importante para los servicios meteorológicos aeronáuticos. Este tema se trata más a fondo en el capítulo 2 de la parte II.

#### 15.1.4.3 **Tipo de nubes**

En la actualidad, el único método para observar la mayoría de los tipos de nubes es la observación visual. Se dispone de guías prácticas y de información sobre codificación procedentes de numerosas fuentes, tales como las publicaciones de la OMM (1975 y 1987), y publicaciones de los Servicios Meteorológicos Nacionales.

## 15.2 **ESTIMACIÓN Y OBSERVACIÓN DE LA NUBOSIDAD, LA ALTURA DE LA BASE DE LAS NUBES Y EL TIPO DE NUBES POR OBSERVADORES HUMANOS**

### 15.2.1 **Realización de estimaciones efectivas**

El emplazamiento utilizado para estimar las variables relacionadas con las nubes debería permitir la visión más amplia posible del cielo, y no debería resultar afectado por resplandores frecuentes que interferirían en las observaciones nocturnas. Al hacer observaciones nocturnas es muy importante que el observador disponga de tiempo suficiente para que los ojos se adapten a la oscuridad.

Naturalmente, muchas veces hay grandes dificultades para estimar la nubosidad, sobre todo de noche. La observación previa de la evolución de las nubes y el conocimiento general de su estructura ayudará al observador a lograr los mejores resultados posibles. También puede ser útil el acceso a informes procedentes de las aeronaves.

### 15.2.2 **Estimación de la nubosidad**

El observador debería dar el mismo valor a las zonas altas y a las que se encuentran en elevaciones angulares más bajas. A veces, cuando las nubes están distribuidas en forma irregular, conviene considerar el cielo en cuadrantes separados divididos por diámetros perpendiculares. La suma de las estimaciones de cada cuadrante se considera entonces como el total del cielo en su conjunto.

La cifra de clave 9 se comunica cuando el cielo es invisible debido a niebla, nieve, etc., o cuando el observador no puede estimar la nubosidad debido a la oscuridad o a resplandores externos. Durante las noches sin luna, normalmente debería ser posible estimar la nubosidad total con referencia a la proporción del cielo en que las estrellas están borrosas o completamente ocultas por las nubes, aunque basta la calima para ocultar las estrellas cerca del horizonte.

El observador ha de estimar asimismo la nubosidad parcial. Hay veces en que las nubes estratiformes más altas están parcialmente oscurecidas por nubes más bajas, por ejemplo. En esos casos puede hacerse una estimación de la extensión de las nubes altas con relativa seguridad observando el cielo de día durante un breve período. El desplazamiento de las nubes bajas con relación a las altas debería revelar si la capa superior cubre completamente el cielo o hay claros en él.

Cabe señalar que la estimación de la cantidad de cada tipo diferente de nube se realiza independientemente de la estimación de la nubosidad total. La suma de estimaciones separadas de cantidades de nubes parciales supera a menudo la nubosidad total, así como también excede con frecuencia de ocho octavos.

### 15.2.3 **Estimación de la altura de la base de las nubes**

En las estaciones que no disponen de equipo de medición, los valores de la altura de la base de las nubes únicamente pueden estimarse. En zonas montañosas, la altura de cualquier base de nube que sea más baja que la cumbre de las montañas que rodean a la estación puede estimarse por comparación con las alturas de características topográficas bien marcadas indicadas en un mapa topográfico del distrito. Conviene disponer, para visualizarlo permanentemente, de un diagrama con detalles de las alturas y marcaciones de montículos y referencias que puedan ser útiles para estimar la altura de las nubes. Debido a la perspectiva, la nube puede parecer que descansa en montículos distantes, y el observador no tiene por qué suponer necesariamente que esto refleja la altura de la nube sobre el lugar de observación. En todos los casos, el observador ha de hacer uso de su propio juicio, tomando en consideración la forma y la apariencia general de la nube.

En el cuadro que figura a continuación se indica la distancia de las alturas de la base de las nubes sobre el nivel del suelo, aplicable a diversos géneros de nubes en regiones templadas, con referencia a un nivel de la estación no superior a 150 m (500 pies) sobre el nivel medio del mar. Para observar emplazamientos a alturas sustancialmente superiores, o estaciones en montañas, la altura de la base de una nube baja sobre las estaciones frecuentemente será menor que la señalada en el cuadro.

En otras zonas climáticas, y especialmente en condiciones tropicales secas, las alturas de la base de las nubes pueden diferir sustancialmente de los rangos indicados. Las diferencias pueden plantear problemas de clasificación de las nubes, y hacer más difícil la estimación de la altura. Por ejemplo, se han confirmado, por observaciones de aeronaves, informes de nubes de cumulus tropicales de origen claramente convectivo, con una base bastante por encima de 2 400 m (8 000 pies) e incluso de 3 600 m (12 000 pies). Debe señalarse que, en esos casos, los observadores de superficie subestiman con frecuencia las alturas de nubes hasta un grado muy considerable. Esas bajas estimaciones pueden deberse a dos factores: o bien el observador espera que la nube de cumulus sea una "nube baja" con su base por debajo de 2 000 m (6 500 pies) y normalmente inferior a 1 500 m (5 000 pies), o las condiciones atmosféricas y la forma de la nube pueden combinarse para producir una ilusión óptica.

Cuando se efectúa de noche una estimación directa de la altura de la base de las nubes, el éxito depende en gran medida de la identificación correcta de la forma de la nube. El conocimiento meteorológico general y la atenta observación del tiempo son muy importantes a la hora de juzgar si una base de nube ha permanecido sustancialmente invariable o ha aumentado o disminuido. Un caso muy difícil, que requiere gran cuidado y conocimiento es cuando una capa de altostratus cubre el cielo durante el atardecer. Puede ser sumamente difícil detectar cualquier disminución gradual de esas nubes estratiformes, pero, cuando descienden, es raro que la base sea totalmente uniforme, y con frecuencia pueden discernirse pequeños contrastes todas las noches salvo durante las más oscuras.

**Altura de la base de los géneros de nubes sobre el nivel del suelo en las regiones templadas**

<i>Género de nube</i>	<i>Rango habitual de la altura de la base<sup>a</sup></i>		<i>Rango más amplio de la altura de la base observado a veces y comentarios</i>	
	<i>(metros)</i>	<i>(pies)</i>	<i>(metros)</i>	<i>(pies)</i>
<b>Baja</b>				
Stratus	Superficie a 600	Superficie a 2 000	Superficie a 1 200	Superficie a 4 000
Stratocumulus	300 a 1 350	1 000 a 4 500	300 a 2 000	1 000 a 6 500
Cumulus	300 a 1 500	1 000 a 5 000	300 a 2 000	1 000 a 6 500
Cumulonimbus	600 a 1 500	2 000 a 5 000	300 a 2 000	1 000 a 6 500
<b>Media</b> (kilómetros)				
Nimbostratus	Superficie a 3  2 a 6	Superficie a 10 000	El nimbostratus se considera una nube media, para fines sinópticos, aunque puede extenderse a otros niveles.  El altostratus puede espesarse con la progresiva reducción de la base y convertirse en nimbostratus.	
Altostratus		6 500 a 20 000		
Altostratus				
<b>Alta</b>				
Cirrus	6 a 12	20 000 a 40 000	Pueden producirse cirrus a partir de cumulonimbus que se disipan bastante por debajo de 6 km (20 000 pies) en invierno.  El cirrostratus puede volverse altostratus.	
Cirrostratus				
Cirrocumulus				

Nota:

a Para estaciones situadas por encima de 150 m sobre el nivel del mar, la base de nubes en capas bajas frecuentemente será inferior

**15.2.4 Observación del tipo de nubes**

Las observaciones del tipo de nubes todavía son efectuadas en gran medida por observadores humanos. Se dispone de guías prácticas y de información sobre codificación procedentes de numerosas fuentes, tales como las publicaciones de la OMM (1975 y 1987), y publicaciones de los Servicios Meteorológicos Nacionales.

**15.3 MEDICIÓN DE LA NUBOSIDAD CON INSTRUMENTOS**

Se dispone de diversos tipos de sensores operativos en tierra para medir la nubosidad total. Las mediciones desde radiómetros espaciales en la banda visible, complementadas con imágenes en el infrarrojo, pueden utilizarse para estimar la nubosidad en zonas extensas, pero con frecuencia surgen dificultades; por ejemplo, la imposibilidad de distinguir entre stratus bajos y niebla. Las cantidades de nubes bajas en el rango de un nefobasímetro pueden estimarse midiendo la proporción de tiempo transcurrido ocupado por capas bien identificadas, y suponiendo que esos resultados promediados en el tiempo sean representativos de las condiciones especiales en torno al lugar de observación. En meteorología sinóptica, esta técnica es satisfactoria en muchos casos, pero para las observaciones en aeródromos puede dar lugar a errores importantes en la estimación de la nubosidad sobre el aeródromo. Para las estaciones meteorológicas automáticas en Estados Unidos de América se ha desarrollado una técnica de "agrupación", en la que se utilizan datos de nefobasímetros. Otros países, como Suecia (Larsson y Esbjörn, 1995) y los Países

Bajos (Wauben, 2002), han introducido técnicas similares en sus observaciones operativas. Otros instrumentos que se emplean para medir la nubosidad son los pirómetros, que pueden realizar mediciones en múltiples direcciones fijas y/o explorar el cielo, y las cámaras de cielo diseñadas especialmente para ese fin.

### 15.3.1 Utilización de nefobasímetros láser

Varios servicios meteorológicos utilizan series cronológicas de mediciones de la altura de la base de las nubes obtenidas con nefobasímetros láser (véase la sección 15.4.1) para determinar la nubosidad. Este método tiene algunas ventajas en comparación con las observaciones manuales. La utilización de un nefobasímetro permite obtener resultados más consistentes. Además, la información puede obtenerse con mayor frecuencia y no existe ningún inconveniente durante la noche. Ahora bien, el método también presenta algunas desventajas: pueden producirse desviaciones importantes cuando, en presencia de nubes cirrus altas de poco espesor, se reduce la capacidad del nefobasímetro; cuando el nefobasímetro comunica una capa de humedad como la base de una nube; cuando, durante una precipitación, el nefobasímetro no detecta la base de una nube o lo hace a una altura incorrecta; y cuando, en caso de niebla baja, el nefobasímetro comunica la base de una nube en la cota más baja. Este método depende del desplazamiento de las nubes dentro del campo de visión del instrumento y las nubes no siempre se desplazan. Aun en el caso de que las nubes se desplacen en el campo de visión del nefobasímetro, podrían no ser representativas de la cobertura total de cielo. Por lo tanto, las series cronológicas de la altura de la base de las nubes no siempre representan la totalidad del cielo en la que debería basarse la comunicación de la nubosidad. Según se constató en estaciones costeras ubicadas en latitudes medias (OMM, 2006a), las concordancias (dentro de un margen de 2 octas) entre este método y la observación manual de la cantidad total de nubes son, habitualmente, del 80% al 90%. No obstante, la mayoría de las discrepancias se pueden atribuir a la representatividad espacial limitada de los nefobasímetros, que solo miden la pequeña columna que se encuentra directamente por encima del instrumento.

Algunos aeropuertos están provistos de varios nefobasímetros y de un algoritmo para determinar el estado del cielo a partir de múltiples nefobasímetros. Sin embargo, las pruebas realizadas en un aeropuerto solo han revelado pequeñas mejoras cuando se utilizan tres nefobasímetros frente a uno solo (Wauben, 2002), de lo que se desprende que realizar mediciones en tres puntos, en vez de en uno, sigue siendo insuficiente para obtener un valor representativo de la totalidad del cielo.

En el sistema automático de observación de la superficie (ASOS) del Servicio Meteorológico Nacional de Estados Unidos de América, el indicador de altura de las nubes (nefobasímetro láser, véase la sección 15.4.1) recopila muestras de señales de retorno de la retrodispersión cada 30 segundos y determina la altura de los "ecos" válidos de la nube. Cada minuto, se procesan los últimos 30 minutos de datos de 30 segundos para dar una ponderación doble a los últimos 10 minutos con el fin de responder mejor a los últimos cambios en el estado del cielo. Luego se ordenan los datos en "casillas" de altura.

Cada minuto, si se han registrado más de cinco valores de casillas de altura (durante los últimos 30 minutos), se agrupan las alturas de nubes en capas usando el procedimiento estadístico de los mínimos cuadrados hasta que solo quedan cinco casillas (cada una puede contener muchos ecos). Estas casillas, o agrupaciones, se ordenan luego de menor a mayor altura. A continuación, el sistema ASOS determina si las agrupaciones se pueden combinar y redondear, según la altura, en grupos de alturas meteorológicamente significativos. Las casillas resultantes ahora se denominan "capas" y el algoritmo selecciona hasta tres de estas capas que deben comunicarse en el METAR/SPECI de conformidad con la prioridad nacional de comunicación de las nubes estratiformes.

La cantidad de cielo cubierto de nubes se determina sumando el número total de ecos en cada capa y calculando la proporción de esos ecos respecto al total posible. Si hay más de una capa, se agregan los ecos de la primera capa a la segunda (y tercera) para obtener la cobertura total. A efectos de comunicación, la nubosidad medida para cada capa a través del sistema ASOS se convierte, seguidamente, en una función estadística equivalente a una observación humana.

El algoritmo también realiza pruebas del oscurecimiento total del cielo conforme a criterios de baja visibilidad en superficie y un alto porcentaje de “ecos desconocidos” en los niveles bajos.

También se ha desarrollado un algoritmo sobre el estado del cielo para aplicarlo donde normalmente se forman las nubes (o advección) en (o desde) un lugar conocido y se originan diferencias simultáneas significativas en las condiciones del cielo sobre un aeródromo. Este algoritmo de discontinuidad meteorológica utiliza la información de entrada de dos sensores indicadores de altura de las nubes. El sensor primario está situado cerca de la zona de la toma de contacto de la pista de aterrizaje del instrumento primario. El segundo sensor está situado normalmente a entre 3 y 6 km (2 a 4 millas) del sensor primario, a barlovento en la dirección más probable de la advección, o más cerca de la fuente fija de la condición singular del cielo. El segundo indicador de altura de las nubes sirve para detectar las diferencias significativas en las condiciones del cielo en términos operativos.

Se dan más detalles del algoritmo del sistema ASOS sobre el estado del cielo y su verificación en Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera (1988) y en Gobierno de Estados Unidos de América (1999).

### 15.3.2 Utilización de pirómetros

Los pirómetros, o radiómetros de infrarrojos pasivos, son básicamente termómetros de teledetección por infrarrojo (8 a 14  $\mu\text{m}$ ). Permiten observar los ángulos sólidos principales del cielo utilizando múltiples sensores fijos (por ejemplo, medir todo el cielo con cuatro sensores fijos), explorando toda la bóveda celeste con un solo sensor, o mediante una combinación de ambos métodos (el modelo de un fabricante está provisto de 14 sensores a lo largo de 180 grados de elevación de un horizonte al otro y de un mecanismo físico que explora el acimut). Se mide la emisión térmica descendente de las nubes y la columna de aire entre las nubes y el instrumento y, a partir de una combinación de las leyes de Planck y de Stefan-Boltzmann, se obtiene la temperatura de cada ángulo sólido muestreado. Luego, con la temperatura medida con infrarrojo, se puede determinar la presencia de nubes en cada ángulo sólido muestreado. Por último, se determina la proporción total de cielo con presencia de nubes, que se comunica como nubosidad.

Los pirómetros de exploración evitan los problemas de representatividad de la medición que está presente en otros métodos, dependiendo del número de puntos muestreados; además, es posible efectuar observaciones por la noche. La desventaja radica en que los “píxeles” fraccionarios y/o transparentes son difíciles de clasificar.

### 15.3.3 Utilización de cámaras de cielo

Existen cámaras específicamente diseñadas para medir la nubosidad que observan el cielo mediante, por ejemplo, espejos curvos. La imagen del cielo se analiza utilizando un algoritmo que determina si una nube está presente en cada píxel mediante la medición del color. La nubosidad es el resultado de la suma total de píxeles.

Este método evita los problemas de representatividad de la medición que pueden estar presentes en algunos otros métodos. Algunas cámaras usan la luz del día y, por lo tanto, no pueden emplearse por la noche. Las cámaras que miden en el espectro infrarrojo no tienen esa desventaja, pero su campo de visión es más pequeño y son más caras. Las cámaras de cielo requieren un mantenimiento frecuente en lo que respecta a la limpieza de las superficies ópticas.

## 15.4 MEDICIÓN DE LA ALTURA DE LA BASE DE LAS NUBES CON INSTRUMENTOS

Existen diversos métodos para medir la altura de la base de las nubes, a saber, el nefobasímetro láser, el nefobasímetro de haz giratorio, los proyectores y los globos. El método más común actualmente es el nefobasímetro láser. Este método tiene grandes ventajas respecto de otras tecnologías y, en consecuencia, debería ser considerado el más apropiado.

### 15.4.1 Utilización de nefobasímetros láser

#### 15.4.1.1 Método de medición

Con el nefobasímetro láser, la altura de la base de las nubes se determina midiendo el tiempo que tarda un impulso de luz coherente en desplazarse desde un transmisor hasta la base de la nube y volver a un receptor (principio basado en la tecnología lidar, es decir, la detección y localización por ondas luminosas). La salida de un aparato láser se dirige hacia arriba verticalmente donde, si hay nubes sobre el transmisor, la radiación es dispersada por los hidrometeoros que conforman la nube. La mayor parte de la radiación se dispersa hacia arriba, pero alguna lo hace hacia abajo, y se centra en el receptor, pasando a un detector fotoeléctrico. El flujo radiante que llega al receptor por retrodispersión disminuye con la distancia, según la ley de la inversa del cuadrado. El nefobasímetro (figura 15.1) generalmente comprende dos unidades, un conjunto transmisor-receptor y un dispositivo de registro.

El transmisor y el receptor están montados uno al lado del otro en un mismo alojamiento, junto con la electrónica para la detección de la señal y el procesamiento. La fuente luminosa es generalmente un láser de semiconductor con una longitud de onda en el infrarrojo cercano. La óptica del transmisor está dispuesta de manera que la fuente láser y el detector del receptor se encuentren en el foco de un sistema telescópico tradicional o newtoniano. Las superficies de las lentes tienen revestimientos adecuados de un cuarto de longitud de onda para reducir la reflexión y proporcionar una elevada transmisión de luz. La apertura del transmisor está tapada por una vidriera, protegida contra la reflexión en su superficie interna, con un ángulo con respecto a la posición horizontal, de manera que la lluvia corra.

El receptor está construido en forma similar al transmisor, salvo que la fuente luminosa es sustituida por un fotodiodo, y que lleva incorporado un filtro óptico de banda estrecha. El filtro rechaza la mayor parte de la radiación solar difusa de fondo, con lo que mejora la detección de la radiación láser dispersa durante el día.

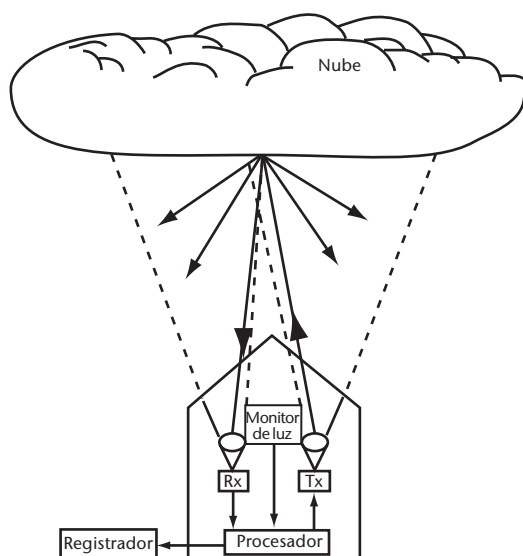


Figura 15.1. Nefobasímetro láser típico

El transmisor y el receptor están montados uno junto al otro, de manera que el haz del transmisor y el campo de visión del receptor comiencen a superponerse a unos 5 m por encima del montaje y se superpongan totalmente a varios centenares de metros. Algunos sistemas utilizan la misma lente para la transmisión y para la recepción de la radiación, a fin de evitar este problema.

El alojamiento está provisto de calefactores para impedir la condensación en las superficies ópticas, mientras que la humedad en su interior se reduce utilizando un desecante. La parte superior del alojamiento está cubierta con una campana provista de deflectores ópticos que impiden el paso de la luz solar directa.

La salida del detector está dividida en “ventanas telemétricas” secuenciales, cada una de las cuales representa el mínimo incremento de altura detectable. Se incorpora un umbral de manera que la probabilidad de que el instrumento no “vea” una nube, o “vea” una nube que no existe, sea remota.

#### 15.4.1.2 **Exposición e instalación**

El equipo debería estar montado sobre una base de nivel firme con una clara visión hacia arriba dentro de un cono de unos 30° con respecto a la vertical. De ser preciso, puede utilizarse una azotea con el ajuste adecuado de las alturas comunicadas a nivel del suelo. Si bien los nefobasímetros láser utilizados con fines operativos están concebidos para no dañar los ojos, hay que tratar de impedir que el observador casual mire directamente el haz transmitido.

Para reducir los efectos de la fuerte reflexión de las gotas de lluvia, el telescopio puede alinearse con respecto al haz en aproximadamente unos 5° desde la vertical.

#### 15.4.1.3 **Fuentes de error**

Hay cuatro fuentes principales de error:

- a) Errores en la medición de la distancia: estos pueden ocurrir si se producen averías en los principales circuitos del oscilador temporizador, pero en el funcionamiento normal puede descartarse el error debido a esta fuente.
- b) Verticalidad de los haces transmitidos/recibidos: siempre y cuando el instrumento tenga una alineación mejor de 5° con respecto al haz, desde la vertical, los errores debidos a esta fuente pueden descartarse.
- c) Errores debidos al sistema de procesamiento de la señal: como la base de una nube es generalmente difusa y varía considerablemente con el tiempo y la distancia, se han elaborado complejos algoritmos para estimar una base de nube representativa a partir de la señal de retorno de una nube. En condiciones de niebla (con nube o sin nube encima) y de precipitación, pueden generarse grandes errores; por tanto, es importante conocer las condiciones de visibilidad y de precipitación para estimar el valor de la información de un nefobasímetro. En condiciones en las que se dan nubes estratiformes bien definidas (por ejemplo, stratocumulus bajo), los errores de medición solo son controlados por los algoritmos del umbral de nubes, y pueden considerarse coherentes para una marca determinada de nefobasímetro.
- d) Distancia de la medición: debido a la limitada potencia disponible del láser, la radiación reflejada desde grandes altitudes puede ser de tan baja intensidad que no se pueda detectar. Por consiguiente, no siempre será posible observar la altura de la base de las nubes cirrus.

En el uso operativo, y en condiciones de base de nube uniforme, las mediciones efectuadas con un nefobasímetro láser pueden compararse periódicamente con las de globos piloto, las mediciones realizadas por aeronaves y, durante la noche, con mediciones de proyectores de nubes. Se han efectuado numerosas intercomparaciones de nefobasímetros láser de distintos



fabricantes. Durante la Intercomparación internacional de nefobasímetros de la OMM (OMM, 1988), por ejemplo, se intercompararon varios diseños de nefobasímetros, y se hicieron comparaciones con las observaciones de nefobasímetros de haz giratorio y con las de globos piloto. La intercomparación internacional reveló que, utilizando tecnología moderna, los nefobasímetros láser proporcionaban el medio más exacto, fiable y eficiente de medir la altura de la base de las nubes desde el suelo, en comparación con otros equipos.

#### 15.4.1.4 **Calibración y mantenimiento**

La mayoría de los nefobasímetros láser están provistos de dispositivos de capacidad que comprueban la potencia de salida transmitida y protegen contra graves errores de cronometraje. Las verificaciones de calibración se limitan normalmente a comprobar la frecuencia y la estabilidad del oscilador patrón utilizando patrones de frecuencia externos de gran calidad y comprobando la potencia de salida del transmisor. La calibración también puede realizarse por intercomparación (OMM, 1988). Apuntando el nefobasímetro hacia un objetivo a una distancia conocida (por ejemplo, una torre) se podrá confirmar la medición de la distancia del instrumento. El mantenimiento periódico consiste, normalmente, en limpiar los elementos ópticos expuestos y las cubiertas externas, y en sustituir los filtros de aire cuando existen ventiladores.

#### 15.4.2 **Utilización de nefobasímetros de haz giratorio**

##### 15.4.2.1 **Método de medición**

El principio de funcionamiento del nefobasímetro de haz giratorio (NHG) comprende la medición del ángulo de elevación de una exploración de un haz luminoso en el plano vertical, en el instante en que una proporción de la luz dispersada por la base de la nube se recibe en una célula fotoeléctrica orientada verticalmente hacia arriba a una distancia conocida de la fuente de luz (véase la figura 15.2). El equipo consta de un transmisor, un receptor y un registrador.

El transmisor emite un haz luminoso estrecho con una divergencia de unos  $2^\circ$ , con la mayor parte de la radiación emitida en longitudes de onda del infrarrojo cercano, es decir, de 1 a  $3\ \mu\text{m}$ . Por tanto, la longitud de onda utilizada es pequeña en comparación con el tamaño de las gotas de agua en la nube. El haz luminoso se barre en un arco vertical que se extiende normalmente desde  $8^\circ$  hasta  $85^\circ$ , con una modulación de 1 kHz aproximadamente, por lo que, utilizando métodos de detección sensibles a la fase, mejora la relación señal/ruido en el receptor.

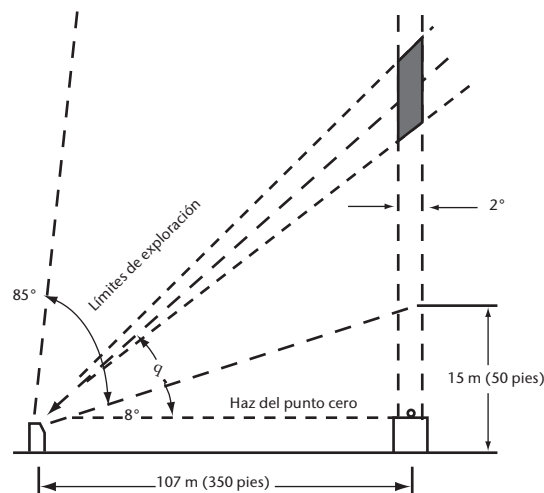


Figura 15.2. Nefobasímetro de haz giratorio típico

El equipo receptor comprende una célula fotoeléctrica y un reductor de incidencia directa, el cual asegura que solo llegue a la célula fotoeléctrica la luz que desciende verticalmente. Cuando se recibe una señal de nube, se registra mediante la plumilla del dispositivo que se desplaza simultáneamente con el haz del transmisor.

#### 15.4.2.2 **Exposición e instalación**

El transmisor y el receptor deberían encontrarse en un espacio abierto a nivel del suelo separados por unos 100 a 300 m, y montados sobre plintos firmes y estables. Es sumamente importante que el transmisor explore en el mismo plano que el receptor. Esto se logra mediante una alineación precisa de la óptica y comprobando el plano del haz del transmisor en condiciones adecuadas durante la noche.

#### 15.4.2.3 **Fuentes de error**

Los errores en la medición de la altura de la base de las nubes mediante NHG pueden deberse a:

- a) la apertura angular del haz;
- b) la desalineación óptica;
- c) las tolerancias mecánicas en las partes móviles;
- d) la respuesta del receptor.

Como en la mayoría de los diseños el volumen de intersección del cono del transmisor y del receptor es muy importante con una altura de las nubes superior a 500 m, los errores debidos a la apertura del haz son generalmente los más graves. La definición de la base de nube que figura en la sección 15.1.1 no constituye un fundamento adecuado para el diseño objetivo de nefobasímetros; por tanto, los algoritmos de uso corriente se basan en resultados experimentales y en comparaciones con otros métodos de estimación. Algunos NHG emplean una técnica de "umbral" para determinar la presencia de nubes, y otros utilizan un sistema de detección de la señal "máxima". En ambos casos, la sensibilidad del receptor afectará a las alturas de nubes comunicadas, lo que da lugar a grandes errores que superan los requisitos operativos declarados en determinadas circunstancias (Douglas y Offiler, 1978). Esos errores aumentan en general con la altura indicada.

El NHG es muy sensible a la presencia de precipitación y, cuando esta es moderada o fuerte, el instrumento puede indicar erróneamente nubes bajas o no detectar ninguna nube. En condiciones de niebla, es posible que el haz luminoso se disipe a un bajo nivel y que el nefobasímetro sea incapaz de dar alguna indicación útil de las nubes, incluso cuando existan nubes estratiformes bajas.

Se han realizado comparaciones de NHG y de nefobasímetros láser, de las que se ha informado ampliamente (OMM, 1988), y que han mostrado un buen acuerdo entre los dos tipos de nefobasímetro en alturas indicadas hasta unos 500 m, pero la eficiencia de la detección con precipitación del NHG es notablemente inferior.

#### 15.4.2.4 **Calibración y mantenimiento**

El único mantenimiento efectuado normalmente por el usuario consiste en limpiar las ventanas del transmisor y del receptor y en cambiar el diagrama del registrador. Los exteriores de las ventanas de plástico del transmisor y del receptor deberían limpiarse semanalmente, con un paño seco suave, procurando no rayar la ventana. Si se sustituye la lámpara del transmisor, es preciso verificar la alineación óptica; a intervalos de aproximadamente un año se debería verificar el nivel del transmisor y del receptor, y ajustarlo en caso necesario.

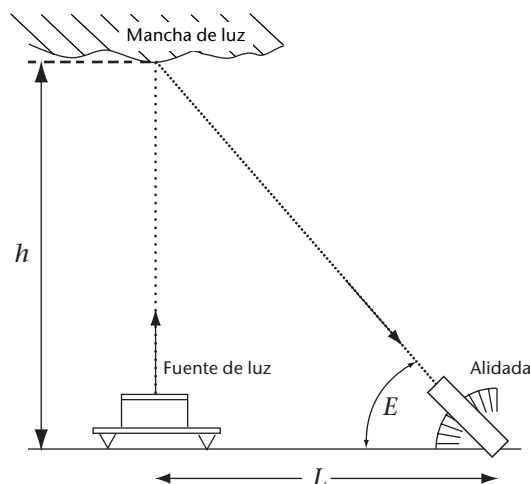


Figura 15.3. Principio del método del proyector de nubes

### 15.4.3 Utilización de proyectores

#### 15.4.3.1 Método de medición

En este método, ilustrado en la figura 15.3, el ángulo de elevación,  $E$ , de una mancha de luz, formada sobre la base de la nube por el haz del proyector dirigido verticalmente, se mide por alidada desde un punto distante. Si  $L$  es la distancia horizontal conocida en metros (pies) entre el proyector y el lugar de observación, la altura,  $h$ , en metros (pies) de la base de la nube sobre el punto de observación viene dada como:

$$h = L \tan E \quad (15.2)$$

La distancia óptima de separación entre el proyector y el lugar de observación es de unos 300 m (1 000 pies). Si la distancia fuera mucho mayor, podría ser difícil ver la mancha de luz; y si fuera mucho menor, disminuiría la exactitud de la medición de la altura por encima de unos 600 m (2 000 pies). Normalmente resulta aceptable una distancia de 250 a 550 m (800 a 1 800 pies).

#### 15.4.3.2 Exposición e instalación

Conviene que haya una clara visibilidad directa entre el proyector y la alidada, que deberían estar montados sobre una base firme y estable. Donde exista una diferencia de altura sobre el suelo entre el proyector y la alidada ha de incorporarse una corrección en las alturas calculadas. Si no es posible una clara visibilidad directa, la obstrucción del haz del proyector desde la posición de la alidada por los objetos que intervengan no debería ser superior a 100 pies.

#### 15.4.3.3 Fuentes de error

La mayor fuente de error se debe a la incertidumbre en el ángulo de elevación medido. Los errores de altura a causa de pequeños errores de verticalidad son insignificantes.

El error absoluto  $\Delta h$  en la altura de la nube obtenida debido a un error  $\Delta E$  en la elevación medida viene dado por (se supone que  $L$  es una constante medida con exactitud):

$$\Delta h = L \cdot \left( \frac{1}{\cos^2 E} \right) \cdot \Delta E = L \sec^2 E \cdot \Delta E \quad (15.3)$$

con  $E$  en radianes ( $1^\circ = \pi/180$  rad). Obsérvese que  $\Delta h$  tiende al infinito cuando  $E \rightarrow 90^\circ$ . Si  $L = 1\,000$  pies (300 m) y  $\Delta E = 1^\circ$ , el valor de  $\Delta h$  es 17 pies (6 m) cuando  $h = 1\,000$  pies (300 m), y  $\Delta h$  es aproximadamente 450 pies (140 m) cuando  $h = 5\,000$  pies (1 500 m). El error relativo en  $h$  viene dado por:

$$\Delta h/h = 1/(\sin E \cdot \cos E) \cdot \Delta E \quad (15.4)$$

con  $E$  en radianes.  $\Delta h/h$  es un mínimo cuando  $E = 45^\circ$  (o  $h = L$ ).

#### 15.4.3.4 Calibración y mantenimiento

El enfoque y la verticalidad del haz deberían verificarse, si es posible, una vez al mes, porque el filamento de la bombilla puede sufrir ligeros cambios de forma con el tiempo. Cuando se sustituye una bombilla habría que ajustar su posición, pues no todas las bombillas son iguales.

Debería comprobarse la verticalidad del haz durante una noche cubierta, con ayuda de un teodolito. La comprobación tendría que hacerse a partir de dos posiciones: una cerca de la alidada, y la otra aproximadamente a la misma distancia del proyector en una dirección en ángulo recto con la línea que une el proyector y la alidada (figura 15.4). Los acimuts del proyector y de la mancha en la nube deberían medirse con la mayor exactitud posible, junto con la elevación de la mancha. Si la diferencia entre las lecturas del acimut es  $A$  y la elevación de la mancha es  $E$ , la desviación,  $\phi$ , del haz a partir de la vertical viene dada por:

$$\phi = \arctan(\tan A / \tan E) \approx A / \tan E \quad (15.5)$$

(para  $A \approx 1^\circ$  o menos)

Si el valor de  $\phi$  es mayor de  $1^\circ$  visto desde la alidada, o superior a  $0,5^\circ$  en la otra posición, los ajustes deberían repetirse hasta que se haya logrado la exactitud necesaria.

Puede verificarse y ajustarse el enfoque en una noche cubierta, observando el diámetro de la mancha de luz sobre la nube más alta por encima del instrumento. En caso necesario, debería ajustarse el foco para minimizar el diámetro de la mancha.

#### 15.4.4 Utilización de globos

##### 15.4.4.1 Método de medición

La altura de la base de las nubes puede medirse durante el día determinando el tiempo que tarda un pequeño globo de caucho, inflado con hidrógeno o helio, en elevarse desde el suelo hasta la base de una nube. La base de la nube debería considerarse como el punto en el que el globo parezca penetrar en una capa de niebla antes de desaparecer finalmente.

La velocidad de ascensión del globo se determina principalmente por el libre desplazamiento del globo, y puede ajustarse controlando la cantidad de hidrógeno o de helio en el mismo. El tiempo de desplazamiento desde que se suelta el globo hasta que penetra en la nube se mide con un cronómetro. Si la velocidad ascensional es  $n$  metros por minuto y el tiempo del desplazamiento

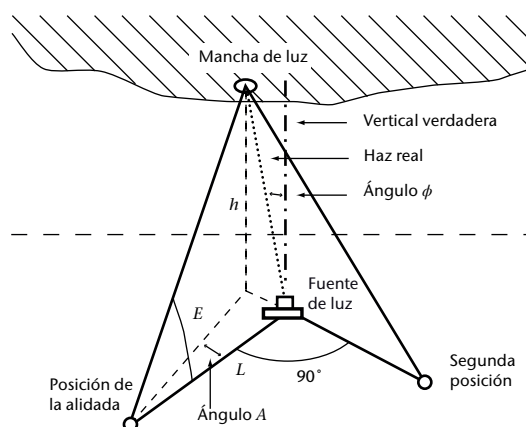


Figura 15.4. Comprobación de la verticalidad del haz del proyector

es  $t$  minutos, la altura de la nube sobre el suelo es  $n \cdot t$  metros, pero esta regla no debe seguirse estrictamente. Los remolinos cerca del lugar de lanzamiento pueden impedir la elevación del globo hasta algún tiempo después de soltarlo. Normalmente, el cronómetro se pone en marcha al liberar el globo, por lo que el tiempo transcurrido entre ese momento y aquel en que se observa que ha salido de los remolinos habrá que descontarlo del tiempo total, para determinar la altura de la base de la nube. Incluso prescindiendo de los efectos de remolino, la velocidad ascensional en los 600 m (2 000 pies) más bajos, es muy variable.

Si bien la altura de la base de una nube media se obtiene a veces como subproducto en la medición de vientos en altitud mediante un globo piloto, el método del globo se aplica principalmente a nubes bajas. Cuando no se dispone de ayudas ópticas en forma de prismáticos, telescopio o teodolito, la medición no debería intentarse si la base de la nube se considera superior a unos 900 m (3 000 pies), a menos que el viento sea muy ligero. Con vientos fuertes, el globo puede superar el alcance de la visión natural antes de penetrar en la nube.

La precipitación reduce la velocidad de elevación de un globo, y las mediciones de la altura de la base de la nube con un globo piloto solo deberían intentarse con precipitación ligera.

El método puede utilizarse de noche incorporando al globo una luz eléctrica o de otro tipo. Por motivos de seguridad, no es recomendable la utilización de farolitos de papel alumbrados con velas.

#### 15.4.4.2 **Fuentes de error**

Las mediciones de la altura de la base de una nube con globo han de utilizarse con prudencia, puesto que la velocidad media de elevación de un globo, sobre todo en los primeros centenares de metros, puede diferir notablemente con respecto a la velocidad supuesta de elevación (debido a factores tales como los efectos de corrientes verticales, la forma del globo, la precipitación y la turbulencia).

### 15.5 **MEDICIÓN DEL TIPO DE NUBES CON INSTRUMENTOS**

Las observaciones del tipo de nubes todavía se efectúan en gran medida por observadores humanos. Solo se conoce un método automático para observar el tipo de nubes, específicamente desarrollado para la detección de cumulonimbus y de cumulus de gran desarrollo vertical. En este método, se utilizan los datos de una red de radares de precipitación y de detección de rayos. Las clases de reflectividad de radar y el número de rayos dentro de una determinada zona se combinan para indicar la presencia de cumulonimbus y/o de cumulus de gran desarrollo vertical.

Este es un nuevo método utilizado por algunos Servicios Meteorológicos. El índice de falsas alarmas es relativamente alto (véase OMM, 2006b).

### 15.6 **OTRAS PROPIEDADES RELACIONADAS CON LAS NUBES**

#### 15.6.1 **Visibilidad vertical**

Se define como visibilidad vertical la distancia máxima a la que un observador puede ver e identificar un objeto en su vertical, tanto hacia arriba como hacia abajo. Puede calcularse a partir del perfil de extinción óptica de la atmósfera (OMM, 2010). Algunos nefobasímetros (véanse las secciones 15.4.1 y 15.4.2) pueden proporcionar una estimación de la visibilidad vertical basada en la energía de retrodispersión integrada con la distancia. En OMM (1988) se pone de relieve

que este método produce con frecuencia resultados poco fiables. En la práctica, a menudo ocurre que el nefobasímetro indica la visibilidad vertical cuando no se cumplen los criterios definitorios de la base de las nubes pero se recibe la luz reflejada desde una altitud determinada.

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera de Estados Unidos, 1988: *Federal Standard Algorithms for Automated Weather Observing Systems Used for Aviation Purposes*. Oficina de Coordinación Federal de los Servicios Meteorológicos y del Apoyo a la Investigación, Departamento de Comercio de Estados Unidos, FCM-S5-1988, Silver Spring, Maryland (Estados Unidos de América).
- Douglas, H. A. y D. Offiler, 1978: "The Mk 3 cloud base recorder: A report on some of the potential accuracy limitations of this instrument", en *Meteorological Magazine*, vol. 107, págs. 23 a 32.
- Gobierno de Estados Unidos de América, 1999: *Automated Surface Observing System*. Air Force Operational Test and Evaluation Center: Final Assessment Report for the Federal Aviation Administration, California (Estados Unidos de América).
- Larsson, B. y E. Esbjörn, 1995: *Cloud Cover Algorithm*. SMHI IO-BN 1995-01-11, Instituto de Meteorología e Hidrología de Suecia, Norrköping (Suecia).
- Organización Meteorológica Mundial, 1975: *Atlas Internacional de Nubes: Manual de observación de nubes y otros meteoros* (OMM-N° 407), volumen I. Ginebra.
- , 1987: *International Cloud Atlas* (WMO-No. 407), volumen II. Ginebra.
- , 1988: *WMO International Ceilometer Intercomparison* (D.W. Jones, M. Ouldrige and D.J. Painting). Instruments and Observing Methods Report No. 32 (WMO/TD-No. 217). Ginebra.
- , 2006a: "Status, evaluation and new developments of the automated cloud observations in the Netherlands" (W. Wauben, H. Klein Baltink, M. de Haij, N. Maat y H. The), en *Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2006)*. Instruments and Observing Methods Report No. 94 (WMO/TD-No. 1354). Ginebra.
- , 2006b: "Status of the automatic observation on aerodrome and ongoing improvements in France" (M. Leroy), en *Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2006)*. Instruments and Observing Methods Report No. 94 (WMO/TD-No. 1354). Ginebra.
- , 2010: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544), volumen I. Ginebra.
- , 2011: *Manual de claves* (OMM-N° 306), volumen I.1. Ginebra.
- , 2014: *Guía de sistemas meteorológicos de observación y distribución de información para los servicios meteorológicos aeronáuticos* (OMM-N° 731). Ginebra.
- Wauben, W. M. F., 2002: "Automation of visual observations at KNMI: (II) Comparison of automated cloud reports with routine visual observations", en *Symposium on Observations, Data Assimilation and Probabilistic Prediction*. Reunión anual de la Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, informe de 2002, Orlando, Florida (Estados Unidos de América).
-



## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	Página
CAPÍTULO 16. MEDICIÓN DE LA COMPOSICIÓN ATMOSFÉRICA.....	526
16.1 Generalidades .....	526
16.1.1 Definiciones y descripciones .....	527
16.1.2 Unidades y escalas .....	528
16.1.3 Principios y técnicas de medición .....	529
16.1.4 Garantía de la calidad .....	530
16.2 Mediciones del ozono (estratosférico) .....	532
16.2.1 Columna de ozono total .....	532
16.2.2 Medición del perfil de ozono.....	533
16.2.2.1 Método de Umkehr.....	533
16.2.2.2 Medición con ozonosonda .....	533
16.2.2.3 Otras técnicas de medición .....	534
16.2.3 Observaciones desde aeronaves y satélites .....	534
16.3 Gases de efecto invernadero .....	535
16.3.1 Dióxido de carbono (incluidos $\Delta^{14}\text{C}$ , $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en $\text{CO}_2$ , y los ratios $\text{O}_2/\text{N}_2$ ) ...	535
16.3.2 Metano .....	537
16.3.3 Óxido nitroso.....	537
16.3.4 Halocarbonos y hexafluoruro de azufre.....	538
16.3.5 Teledetección de gases de efecto invernadero .....	538
16.4 Gases reactivos .....	538
16.4.1 Ozono troposférico (en superficie) .....	539
16.4.1.1 Técnicas <i>in situ</i> .....	539
16.4.1.2 Técnicas de teledetección.....	540
16.4.2 Monóxido de carbono .....	541
16.4.3 Compuestos orgánicos volátiles .....	542
16.4.4 Óxido de nitrógeno.....	545
16.4.5 Dióxido de azufre .....	547
16.4.6 Hidrógeno molecular .....	547
16.5 Deposición atmosférica húmeda.....	548
16.5.1 Recogida de la muestra .....	549
16.5.2 Análisis químico .....	550
16.6 Aerosoles .....	553
16.6.1 Medición química de los aerosoles .....	553
16.6.2 Medición <i>in situ</i> de las propiedades radiativas de los aerosoles .....	558
16.6.3 Concentración del número y distribución por tamaño de las partículas .....	559
16.6.4 Núcleos de condensación de nube .....	560
16.6.5 Espesor óptico del aerosol .....	560
16.6.6 Lidar de aerosoles de la Vigilancia de la Atmósfera Global .....	561
16.7 Radiactividad natural .....	565
ANEXO. INSTALACIONES CENTRALES DE LA VIGILANCIA DE LA ATMÓSFERA GLOBAL....	566
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	569

## CAPÍTULO 16. MEDICIÓN DE LA COMPOSICIÓN ATMOSFÉRICA

### 16.1 GENERALIDADES

La finalidad principal del presente capítulo consiste en exponer a los lectores (especialmente los que no tienen conocimientos sobre este tipo de mediciones) los métodos y las técnicas específicas utilizados para medir varios componentes de la atmósfera y diversos parámetros físicos conexos, que suelen ir acompañados de mediciones de las variables meteorológicas básicas, tal como se describe en los capítulos precedentes. En el seno de la OMM, el Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global (VAG) fue creado para coordinar las mediciones de la composición atmosférica y 16.6.tener más detalles prácticos sobre las actividades de medición, véanse los informes de la VAG y las demás referencias indicadas al final del capítulo.

La necesidad de comprender y determinar medidas científicamente sólidas para controlar la influencia creciente de la actividad humana sobre la atmósfera global constituye el fundamento del Programa de la VAG (OMM, 2007b). Entre los principales problemas abordados por la VAG figuran los siguientes:

- a) la destrucción del ozono de la estratosfera y el incremento de la radiación ultravioleta (UV) en la superficie de la Tierra;
- b) los cambios meteorológicos y climáticos inducidos por la influencia del ser humano sobre la composición atmosférica, en particular los gases de efecto invernadero, y el impacto del ozono y los aerosoles, debido también a procesos naturales;
- c) la reducción de los riesgos que representa la contaminación del aire para la salud humana y los problemas que conllevan el transporte y los depósitos en largas distancias de la contaminación del aire.

Además, la medición de la composición atmosférica es esencial para comprender el balance de radiación de la atmósfera y mejorar la predicción numérica del tiempo.

El sistema de vigilancia de la VAG centra su labor en seis clases de variables:

- a) ozono: ozono (total) en columna y perfiles verticales de ozono, con especial atención a la estratosfera y la troposfera superior;
- b) gases de efecto invernadero: dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ , incluidos  $\Delta^{14}\text{C}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en  $\text{CO}_2$ , y los ratios de oxígeno frente a nitrógeno ( $\text{O}_2/\text{N}_2$ )), metano ( $\text{CH}_4$ , incluidos  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta\text{D}$  en  $\text{CH}_4$ ), óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ) y compuestos halogenados ( $\text{SF}_6$ );
- c) gases reactivos: ozono de superficie y troposférico ( $\text{O}_3$ ), monóxido de carbono (CO), compuestos orgánicos volátiles (COV), óxidos de nitrógeno ( $\text{NO}_x$ ), dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) e hidrógeno molecular ( $\text{H}_2$ );
- d) deposición húmeda atmosférica (especialmente los principales iones);
- e) radiación ultravioleta;
- f) aerosoles (incluidas las propiedades físicas, la distribución por tamaño y la composición química).

Se recomiendan varios parámetros auxiliares para la medición en las estaciones de la VAG:

- a) radiación solar;
- b) parámetros meteorológicos principales;

- c) radiactividad natural, como el kriptón-85, el radón y varios radionucleidos más.

Debido a las bajas razones de mezcla de los componentes traza presentes en la atmósfera, los instrumentos y métodos empleados para determinar cuantitativa y cualitativamente los constituyentes atmosféricos son complejos y, en ocasiones, difíciles de utilizar. La precisión de las mediciones de la composición atmosférica puede verse reducida fácilmente por pequeños errores, por ejemplo en las firmas espectrales, o por la sensibilidad cruzada con otros compuestos. Por ello, además del funcionamiento adecuado, son esenciales una calibración frecuente de los equipos, la participación en ejercicios de intercomparación, las auditorías de las estaciones y la formación del personal a fin de efectuar mediciones exactas y fiables. No es posible obtener resultados fiables y de alta calidad para la mayoría de las mediciones aquí indicadas sin una intervención directa de profesionales especializados. Los principios fundamentales de la garantía de calidad de las observaciones de la composición atmosférica en la VAG se describen en la sección 16.1.4.

### 16.1.1 Definiciones y descripciones

Periódicamente se realizan y notifican tres tipos de mediciones, según el principio de medición y la plataforma instrumental utilizada, a saber:

- a) contenido atmosférico cerca de la superficie (obtenido de estaciones de vigilancia o plataformas móviles como buques, automóviles o trenes);
- b) contenido total de la columna atmosférica (obtenido mediante teledetección en superficie o espacial);
- c) perfiles verticales de concentración (obtenidos mediante aeronaves, globos, cohetes, teledetección en superficie o instrumentos de satélite).

El *contenido atmosférico cerca de la superficie* hace referencia a los resultados de mediciones (continuas o discretas) de la cantidad de un componente concreto en una capa atmosférica de unas decenas de metros sobre la superficie y en una ubicación determinada de la superficie de la Tierra. Los resultados de las mediciones de superficie suelen darse en unidades de presión parcial, concentración, razón de mezcla o fracción molar. Se recomienda encarecidamente no utilizar unidades que no pertenezcan al Sistema Internacional de Unidades (SI).

El *contenido total de la columna atmosférica* hace referencia a la cantidad total de una sustancia concreta en una columna vertical desde un punto de la superficie terrestre hasta el tope de la atmósfera. Las unidades habitualmente utilizadas para expresar el ozono total son: i) el espesor en una columna de la capa de ozono puro a temperatura y presión normales, de 273,15 K y 101,325 kPa, respectivamente, y ii) la densidad en una columna vertical (número total de moléculas por unidad de área en una columna atmosférica). Para el resto de los componentes atmosféricos se emplean la densidad de columna vertical o la abundancia de columna media. También es habitual notificar el contenido de columna parcial de una sustancia, como el contenido troposférico de  $\text{NO}_x$  de la columna. En tal caso se hace referencia a la columna vertical que abarca desde la superficie terrestre hasta la tropopausa.

El *perfil vertical de concentración* expresa la variación del contenido de un componente traza en la atmósfera (indicado en las mismas unidades que el contenido cerca de la superficie, es decir, presión parcial, concentración, densidad numérica, razón de mezcla o fracción molar) en función de la altura o de la presión ambiental.

Las observaciones de la composición de la atmósfera incluyen la composición gaseosa, los aerosoles y la química de las precipitaciones. Las características de la composición química de las precipitaciones se indican en la sección 16.5. Las variables que describen los aerosoles (propiedades físicas y químicas) se enumeran en la sección 16.6.

### 16.1.2 Unidades y escalas

Para expresar los resultados de las observaciones de compuestos traza en la atmósfera se utilizan las unidades siguientes:

*Número de moléculas por unidad de área:* representa la abundancia de columna de los compuestos traza en la atmósfera. Todavía se utiliza ampliamente la unidad Dobson (UD), que corresponde al número de moléculas de ozono necesarias para crear una capa de ozono puro con un espesor de  $10^{-5}$  m a temperatura y presión normales (TPN). Con otras palabras, 1 UD representa una columna de aire que contiene en torno a  $2,686\ 8 \cdot 10^{16}$  moléculas de ozono por cada centímetro cuadrado de área en la base.

*Miliatmósfera centímetro (matm cm):* medida del ozono total equivalente a  $10^{-3}$  cm de ozono puro a TPN (1 matm cm equivale a 1 UD).

*Fracciones molares* de sustancias en aire seco (el aire seco incluye todas las especies gaseosas con excepción del vapor de agua,  $H_2O$ ):

$$\begin{aligned}\mu\text{mol/mol} &= 10^{-6} \text{ moles de sustancia traza por mol de aire seco} \\ \text{nmol/mol} &= 10^{-9} \text{ moles de sustancia traza por mol de aire seco} \\ \text{pmol/mol} &= 10^{-12} \text{ moles de sustancia traza por mol de aire seco}\end{aligned}$$

La fracción de mol seco se obtiene secando las muestras de aire antes de la medición o corrigiendo la medición para tener en cuenta el vapor de agua. Si resulta imposible secarlas o si la corrección añadiría una incertidumbre sustancial a la medición, pueden notificarse las fracciones de mol húmedo. Esta circunstancia ha de indicarse claramente en los metadatos del registro de la observación.

La unidad adecuada para expresar la cantidad de sustancia es la fracción molar de aire seco, en ppm (partes por millón, es decir,  $\mu\text{mol/mol}$ ), ppmm (partes por miles de millones, es decir,  $\text{nmol/mol}$ ) o ppt\* (partes por billón, es decir,  $\text{pmol/mol}$ ). Con frecuencia se añade una "v" a esas unidades para indicar la razón de mezcla por volumen. Al indicar las fracciones molares como razones de mezcla por volumen, se trabaja sobre la hipótesis de que la atmósfera es un gas ideal. Las desviaciones respecto del ideal en las condiciones de la VAG pueden ser importantes (como para el  $\text{CO}_2$ ), por lo que se da preferencia especial al uso de la fracción molar, que no requiere la presunción implícita de idealidad de los gases y, lo que es más importante, también es aplicable a especies en la fase condensada. En general se recomienda encarecidamente el uso de unidades del SI.

\* Nota de traducción: En la presente Guía se designará con "ppt" el número de partes presentes por cada billón (o trillón "estadounidense"), es decir, por cada  $10^{12}$  partes. Aunque en el ámbito internacional está más extendido el uso del citado "ppt", en cierta literatura en español se utiliza en su lugar "ppb".

*Cocientes isotópicos o moleculares:*

Las moléculas atmosféricas pueden estar presentes en diferentes configuraciones isotópicas<sup>1</sup>. Los datos del cociente isotópico se expresan como desviaciones de un patrón de referencia convenido mediante la notación delta:

$$\delta = (R_{\text{muestra}}/R_{\text{referencia}} - 1), \text{ donde } R = [\text{isótopo pesado}]/[\text{isótopo ligero}] \quad (16.1)$$

Los valores de  $\delta$  se expresan en múltiplos de 1 000 (‰ o por mil).

La escala de referencia internacional (es decir, la escala primaria) para  $\delta^{13}\text{C}$  es la Belemnites del Pee Dee de Viena (VPDB). NBS 19 y LSVEC (Coplen y otros, 2006) son los principales materiales de referencia internacionales que definen la escala VPDB. Para  $\delta^{18}\text{O}$ , se utilizan múltiples escalas (VPDB, Norma de agua oceánica media de Viena (VSMOW), Air- $\text{O}_2$ ).

<sup>1</sup> El  $\text{CO}_2$ , por ejemplo, está formado principalmente por  $^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ , aunque también se encuentran en la atmósfera los isotopólogos de mayor masa y menos abundantes, desde masa 45 hasta masa 49 ( $^{13}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ ,  $^{14}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ , o  $^{12}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$ , la correspondiente especie con el isótopo  $^{17}\text{O}$  y las especies con mezclas de isótopos).

La notación delta también se utiliza para expresar las variaciones relativas de abundancia de los ratios  $O_2/N_2$  (y de argón frente a nitrógeno ( $Ar/N_2$ )) en el aire:

$$\delta(O_2/N_2) = (R_{\text{muestra}}/R_{\text{patrón}} - 1), \text{ donde } R = O_2/N_2 \quad (16.2)$$

El patrón internacional de aire correspondiente todavía no se ha establecido. La escala más utilizada es la escala  $O_2/N_2$  local del Instituto de Oceanografía de Scripps, basada en un conjunto de cilindros llenos en el muelle de Scripps.

Los valores de  $\delta(O_2/N_2)$  se expresan en múltiplos de  $10^6$  o per meg.

Las observaciones de química de la precipitación incluyen medidas de varios parámetros que se describen con mayor detalle en la sección 16.5. Se utilizan las unidades siguientes:

- Las mediciones del pH se expresan en unidades de acidez definidas como:  $pH = -\log_{10} [H^+]$ , donde  $[H^+]$  se expresa en moles por litro ( $\text{mol L}^{-1}$ ).
- La conductividad se expresa en microsiemens por centímetro ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ), unidad utilizada habitualmente para medir la conductividad eléctrica.
- La acidez/alcalinidad se expresa en micromoles por litro ( $\mu\text{mol L}^{-1}$ ).
- El contenido de iones principales se expresa en miligramos por litro ( $\text{mg L}^{-1}$ ).

Las observaciones de aerosoles de cantidades volumétricas, es decir, la cantidad de sustancia en un volumen de aire determinado, se indican a TPN. Pueden hacer referencia a la concentración por número de partículas ( $\text{cm}^{-3}$ ), la concentración por área ( $\text{m}^2 \text{m}^{-3}$ , o  $\text{m}^{-1}$ ) o la concentración por masa ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ). El espesor óptico del aerosol es una cantidad adimensional.

### 16.1.3 Principios y técnicas de medición

Las técnicas existentes para la medición de la composición química de la atmósfera pueden dividirse en tres grupos principales: muestreo pasivo, muestreo activo y teledetección. Básicamente, las técnicas activas bombean la muestra de aire a través del detector o dispositivo de muestreo, mientras que las pasivas emplean la difusión de aire hasta el dispositivo. En las técnicas de teledetección, el volumen de aire analizado y el detector están en ubicaciones diferentes. Las mediciones de la columna total o parcial solamente pueden realizarse con técnicas de teledetección.

En el caso del muestreo activo, las mediciones pueden hacerse de forma continua (o al menos casi continua con breves tiempos de integración)<sup>2</sup> o bien mediante la recogida o preparación especial de muestras (en cilindros de vidrio o acero inoxidable, en substratos absorbentes o filtros) que se analizan fuera de línea en laboratorios especializados. La recogida de muestras discretas hace necesario almacenarlas. Durante ese período, las propiedades del recipiente pueden influir en la composición de la muestra, por efectos químicos o de superficie, o bien por filtraciones a través de los polímeros de sellado. Por ese motivo, los recipientes de las muestras se han de someter a pruebas detalladas.

Las técnicas analíticas más habituales (y recomendadas en el Programa de la VAG) para detectar y cuantificar los componentes traza de la atmósfera pueden resumirse de la siguiente forma:

- Los *métodos espectroscópicos* miden las variaciones en la intensidad de la radiación debidas a la absorción, la emisión, la fotoconductividad o la dispersión Raman de una molécula o una partícula de aerosol en función de la longitud de onda. Los dispositivos de medición espectral se denominan espectrómetros, espectrofotómetros, espectrógrafos o analizadores de espectro. Las mediciones espectrales pueden realizarse en distintas partes del espectro, según el componente que se desee medir, o en varias longitudes de onda individuales. Dado que las líneas de absorción son diferentes para moléculas con distinta composición

<sup>2</sup> Esta práctica es habitual, por ejemplo, en las mediciones de cromatografía de gases.

isotópica, y que las formas de las líneas dependen de la composición aparente del gas, es preciso asegurarse de que los gases de referencia tengan propiedades similares al aire atmosférico analizado.

- b) La *cromatografía de gases* es un método físico de separación por el cual se distribuyen los componentes para separarlos entre dos fases, una estática (fase estacionaria) y otra en movimiento hacia una dirección definida (fase móvil). Existen numerosas técnicas de cromatografía, con sus instrumentos correspondientes. Un compuesto se considerará adecuado para su análisis mediante cromatografía de gases si tiene estabilidad térmica y volatilidad suficientes. En la cromatografía de gases un gas se volatiliza y se inyecta en la cabeza de la columna cromatográfica. La muestra se transporta por la columna por el flujo de una fase móvil gaseosa inerte. La columna propiamente dicha contiene una fase estacionaria líquida en la que se produce la absorción en la superficie de un sólido inerte. El detector de cromatografía es un dispositivo empleado para visualizar los componentes de la mezcla eludida de la columna cromatográfica. Existen dos tipos generales de detectores: destructivos y no destructivos. Los detectores destructivos, como el detector de ionización de llama, llevan a cabo la transformación continua del efluente de la columna (pirólisis, evaporación o mezcla con reactivos) tras lo cual se mide alguna propiedad física del material resultante (plasma, aerosol o mezcla reactiva). Los detectores no destructivos, como el detector de captura de electrones, miden directamente alguna propiedad del efluente de la columna (por ejemplo, la absorción ultravioleta), por lo que permiten la recuperación posterior del analito.
- c) La *espectrometría de masas* es una técnica analítica que produce un espectro de las masas de las moléculas que componen una muestra del material. El espectro se utiliza para determinar los elementos que componen la muestra, la masa de las partículas y de las moléculas, y la estructura química de las moléculas. Mediante la espectrometría de masas se ionizan los compuestos químicos para generar moléculas o fragmentos moleculares cargados y se mide su relación masa/carga. En varios instrumentos puede emplearse como método de detección para la cromatografía de gases.

Los métodos de detección de gases y aerosoles pueden ser diferentes y basarse en distintos fenómenos físicos. En las secciones siguientes se resumen los detalles de los métodos de detección aplicables a los diferentes gases y propiedades de aerosoles.

Las técnicas de medición de los compuestos principales observados en el Programa de la VAG se describen brevemente en el presente capítulo y las directrices exhaustivas para las mediciones pueden consultarse en los informes especializados de la VAG, citados en las secciones correspondientes. Si no se dispone de directrices de mediciones o procedimientos operativos normalizados de la VAG, se indican enlaces a la información necesaria para realizar las mediciones. En el Plan estratégico de la OMM de la VAG para el período 2008-2015 (OMM, 2007b) y su adición (OMM, 2011b) puede consultarse la información general para las mediciones de componentes individuales.

La teledetección por satélite de las especies atmosféricas mencionada en el presente capítulo se explica por separado en el capítulo 5 de la parte III.

#### 16.1.4 **Garantía de la calidad**

Los objetivos del sistema de garantía de la calidad del programa de la VAG consisten en asegurarse de que los datos notificados por las estaciones son coherentes, de calidad conocida y adecuada, se fundamentan en un conjunto completo de metadatos y son representativos a nivel regional o mundial en lo que respecta a la distribución espacial y temporal.

Entre los principios de garantía de la calidad de la VAG, aplicables a cada una de las variables medidas, figuran los siguientes:

- a) definición de objetivos de calidad de los datos (como los niveles tolerables de incertidumbre en los datos, la integridad, los requisitos de compatibilidad, etc.);

- b) establecimiento de recomendaciones armonizadas sobre técnicas de medición y procedimientos de control de calidad para cumplir los objetivos de calidad de los datos (directrices para las mediciones y procedimientos operativos normalizados);
- c) uso en toda la red de un único patrón o una única escala de referencia (patrón primario). Por consiguiente, hay una sola institución responsable de dicho patrón;
- d) trazabilidad de todas las mediciones efectuadas por las estaciones de la VAG al patrón primario;
- e) uso de libros de registro detallados para cada parámetro, con metainformación exhaustiva sobre las mediciones, el mantenimiento y las acciones de control de calidad;
- f) evaluaciones independientes periódicas (como auditorías y campañas de comparación);
- g) presentación puntual de los datos y los metadatos conexos al Centro Mundial de Datos responsable, a fin de permitir el examen independiente de los datos por una comunidad más amplia de especialistas.

Los siguientes principios del Sistema Mundial de Observación del Clima para la vigilancia también se aplican a las observaciones de la VAG:

- a) antes de la puesta en práctica, deberá evaluarse el impacto de los nuevos sistemas o de los cambios experimentados por los sistemas existentes;
- b) será necesario un período adecuado de coexistencia de los sistemas de observación nuevo y antiguo;
- c) las operaciones en las estaciones y en los sistemas de observación deberán desarrollarse de manera ininterrumpida.

El sistema de garantía de calidad de la VAG recomienda también la adopción y aplicación de métodos y de un vocabulario acordados internacionalmente para describir la incertidumbre de las mediciones.

Los Miembros de la OMM gestionan cinco tipos de instalaciones centrales (véase el anexo) dedicadas a los seis grupos de variables de medición (véase la sección 16.1), que constituyen la base del sistema de garantía de la calidad y archivado de datos. Entre ellas se cuentan las siguientes:

- a) laboratorios centrales de calibración, que alojan los patrones primarios y las escalas;
- b) centros mundiales o regionales de calibración, que coordinan las campañas de intercomparaciones, ayudan con la calibración de los instrumentos y realizan auditorías de estaciones y laboratorios;
- c) centros de garantía de la calidad/actividad científica, que brindan apoyo técnico y científico y coordinan la cooperación entre las instalaciones centrales y las estaciones de la VAG;
- d) centros mundiales de datos, que se ocupan principalmente de garantizar la difusión de los datos de la VAG y facilitar el acceso a esos datos, así como de asegurarlos archivándolos de manera apropiada.

La labor de las instalaciones centrales en relación con la garantía de la calidad de las observaciones de la VAG cuenta con el apoyo de grupos consultivos científicos, entre cuyas tareas figuran proporcionar asistencia para la definición de procedimientos y directrices sobre mediciones, objetivos en materia de calidad de datos y, cuando proceda, procedimientos operativos normalizados; examinar las nuevas técnicas de medición; y formular recomendaciones sobre su aplicabilidad para las observaciones de la VAG.



## 16.2 MEDICIONES DEL OZONO (ESTRATOSFÉRICO)

### 16.2.1 Columna de ozono total

La medición del ozono total solamente es posible mediante técnicas de teledetección. La información más precisa sobre el ozono total y sus cambios en emplazamientos individuales puede obtenerse realizando mediciones desde el suelo, por ejemplo por espectroscopia solar en longitudes de onda entre los 300 y los 340 nm. En el Programa de la VAG, los instrumentos utilizados para las observaciones rutinarias del ozono total son los espectrofotómetros Dobson (diseñados para un funcionamiento manual) y los espectrofotómetros Brewer (diseñados para un funcionamiento automático), lo que aporta dos redes independientes.

En OMM (2008c) se encontrarán los detalles sobre las mediciones del ozono total con espectrómetros Dobson y la garantía de la calidad correspondiente. Las observaciones del ozono total se realizan con este instrumento midiendo las intensidades relativas de pares seleccionados de longitudes de onda ultravioleta, denominados pares de longitud de onda A, B\*, C, C' y D, que emanan del sol, la luna o el cielo en el cenit. El par de longitud de onda A, por ejemplo, consta de la longitud de onda de 3 055 Å (unidades Ångström, 1 Å = 0,1 nm) con elevado nivel de absorción por el ozono, y la longitud de onda más intensa de 3 254 Å, afectada relativamente poco por el ozono. Fuera de la atmósfera de la Tierra, la intensidad relativa de ambas longitudes de onda permanece básicamente constante. Sin embargo, al pasar a través de la atmósfera y llegar al instrumento, pierden intensidad debido a la dispersión de la luz por moléculas de aire y partículas de polvo; además, la longitud de onda de 3 055 Å se ve muy atenuada al pasar por la capa de ozono, mientras que la atenuación de la longitud de onda de 3 254 Å es relativamente débil. Por tanto, la intensidad relativa del par de longitud de onda A detectada por el instrumento varía con la cantidad de ozono presente en la atmósfera pues, a más ozono, menor intensidad observada de la longitud de onda de 3 055 Å, mientras que la intensidad de la longitud de onda de 3 254 Å permanece prácticamente inalterada. Así, la medición con el instrumento Dobson de las intensidades relativas de pares de longitud de onda seleccionados adecuadamente permite determinar la cantidad de ozono presente en una columna vertical de aire desde el nivel del suelo hasta el tope de la atmósfera ubicada en las cercanías del instrumento. El resultado se expresa en espesor de la capa de ozono puro a TPN.

El principio de medición del espectrómetro Brewer es similar al del instrumento Dobson. La empresa fabricante informa sobre los procedimientos de utilización en <http://www.kippzonen.es/Product/250/Brewer-MkIII-Espectrofotometro>. Las recomendaciones para la red de la VAG pueden consultarse en el Centro mundial de datos sobre el ozono y la radiación ultravioleta (WOUDC) en [http://woudc.org/archive/Documentation/SOP\\_Documents/brewerspectrophotometer\\_sop-june2008.pdf](http://woudc.org/archive/Documentation/SOP_Documents/brewerspectrophotometer_sop-june2008.pdf).

Los resultados de las comparaciones de los instrumentos Brewer y Dobson, junto con las recomendaciones sobre el funcionamiento de los instrumentos Brewer, pueden consultarse en los informes de las consultas bienales de la OMM sobre el funcionamiento, la calibración y el tratamiento de los datos del espectrómetro Brewer de ozono y UV (por ejemplo, véase OMM, 2008a).

Los instrumentos patrón (primario) mundiales de las redes Brewer y Dobson son calibrados con el método de representación gráfica de Langley en el observatorio Mauna Loa, en Hawái (cada 2 a 4 años); los patrones regionales son calibrados respecto al patrón primario cada 2 a 3 años; y los instrumentos de las estaciones se calibran en paralelo con los instrumentos patrón cada 4 años. Actualmente se está estudiando la posibilidad de ampliar los ciclos de calibración hasta 5 o 6 años para los instrumentos de las estaciones. Además, tres campañas satisfactorias de representación gráfica de Langley en el Observatorio Atmosférico de Izaña (Tenerife) con instrumentos Dobson patrón primarios y regionales han demostrado que esa instalación y su ubicación son adecuadas para dicho método de calibración absoluta.

Los espectrómetros que operan en el ultravioleta y el visible utilizando la técnica de espectroscopia de absorción óptica diferencial (DOAS), que también permiten detectar varios gases traza menores (como dióxido de nitrógeno y monóxido de bromo), aportan mediciones complementarias del ozono total. El instrumento francés se denomina *Système d'Analyse*

par Observations Zénithales (sistema de análisis mediante observaciones cenitales, SAOZ), pero se basa en el mismo principio que la técnica de espectroscopia de absorción óptica diferencial. Estos instrumentos forman parte de la Red para la detección de cambios en la composición de la atmósfera (NDACC, <http://www.ndsc.ncep.noaa.gov/instr/>). Los procedimientos de medición y análisis de los instrumentos de tipo DOAS están menos normalizados, en comparación con la red Brewer/Dobson, bien establecida, pero se han llevado a cabo campañas periódicas de comparación. Otros instrumentos que realizan mediciones del ozono total desde el suelo (instrumentos de filtro rusos o los de tipo DOAS/SAOZ) no se atienen al mismo programa de garantía de la calidad y control de calidad de los datos que los instrumentos Dobson y Brewer. Los instrumentos de filtro rusos o de otro tipo no se someten a calibración independiente, sino que están vinculados a instrumentos Dobson o Brewer. Es necesario documentar la calidad de los datos de todas las series del ozono total individuales depositadas en el WOUDC para información de los usuarios.

## 16.2.2 **Medición del perfil de ozono**

La distribución vertical del ozono puede medirse utilizando métodos activos y de teledetección.

### 16.2.2.1 **Método de Umkehr**

Los espectrómetros Dobson y Brewer pueden utilizarse para medir la distribución vertical del ozono mediante el método de Umkehr (OMM, 2008c). La reducción de la medición de Umkehr a un perfil de ozono requiere un complejo algoritmo que tiene en cuenta los datos sobre las propiedades radiativas de la atmósfera real. A medida que cambian esos datos, cambiará también el algoritmo. Una observación patrón de Umkehr consta de una serie de mediciones de longitud de onda del par C realizadas en el cielo en el cenit sin nubes por la mañana o por la tarde. La medición comienza unos minutos antes del orto y prosigue hasta que el Sol alcanza una elevación mínima de en torno a 20°, o bien comienza por la tarde cuando el Sol está en una elevación no inferior a unos 20° y prosigue hasta poco después del ocaso. El cielo en el cenit debe estar sin nubes durante un período de entre 30 minutos y 1 hora cerca del orto o el ocaso, especialmente en estaciones de latitud baja, donde el Sol sale o se pone rápidamente. En otras ocasiones, es deseable que no haya nubes en el cielo en el cenit, pero es admisible que lo crucen nubes periódicamente cuando no se estén realizando mediciones. Las observaciones de Umkehr no pueden hacerse en estaciones polares ni en estaciones de latitud elevada durante el verano, cuando el Sol no se oculta tras el horizonte.

Para calcular la distribución vertical del ozono es necesario conocer la cantidad total de ozono presente en el momento de la observación. Por tanto, hay que efectuar varias mediciones del ozono total por la mañana o por la tarde, especialmente si esa cantidad varía con bastante rapidez.

El perfil de ozono derivado de la reducción de esas mediciones depende en gran medida del algoritmo utilizado. El método de Umkehr para el análisis de los datos fue formulado inicialmente por Götz y otros (1934), y perfeccionado después por Ramanathan y Dave (1957), Mateer y Dütsch (1964), y Mateer y DeLuisi (1992). El algoritmo de Umkehr se describe en Petropavlovskikh y otros (2005); puede consultarse información actualizada en <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ozwv/umkehr/>.

### 16.2.2.2 **Medición con ozonosonda**

La medición del ozono realizada desde globos meteorológicos ligeros (ozonosondas) es un método activo para medir la distribución vertical del ozono en la atmósfera. Otros métodos activos para medir la fracción molar de ozono (que se utilizan en plataformas de aeronaves) se describen en la sección relativa a los gases reactivos (véase la sección 16.4.1).

Las ozonosondas son instrumentos pequeños, ligeros y compactos instalados en globos, desarrollados para medir la distribución vertical del ozono atmosférico hasta altitudes

de 30 a 35 km. El dispositivo de detección está conectado a una radiosonda meteorológica patrón para transmitir los datos a la estación en tierra y puede acoplarse a un globo de caucho de pequeñas dimensiones. En la actualidad se utilizan tres tipos principales de ozonosondas: la sonda de Brewer-Mast, las equipadas con células de concentración electroquímica y las equipadas con células de yoduro de carbono. Cada tipo tiene su propio diseño específico.

El paquete pesa en total en torno a 1 kg y puede acoplarse a globos meteorológicos de pequeño tamaño. Normalmente, los datos se captan durante el ascenso, que alcanza una velocidad de unos  $5 \text{ m s}^{-1}$ , hasta la altitud de entre 30 y 35 km, cuando estalla del globo. El tiempo de respuesta inherente de la ozonosonda es de 20 a 30 segundos, por lo que la resolución efectiva en altura del perfil vertical de ozono medido arroja un valor típico de entre 100 y 150 m.

En OMM (2014) pueden consultarse los detalles sobre los principios del funcionamiento de las ozonosondas y una descripción general de los diferentes aspectos de la garantía de calidad y el control de calidad para las mediciones con ozonosonda en la VAG.

### 16.2.2.3 **Otras técnicas de medición**

Las mediciones del perfil de ozono también pueden obtenerse con otros instrumentos utilizados en el marco de la NDACC. Las mediciones por lidar y en microondas forman parte del conjunto de mediciones de la NDACC y son útiles para evaluar las tendencias del ozono en la estratosfera superior y para validar las mediciones por satélite en la atmósfera superior. El inconveniente de las mediciones de ozono en microondas es su nivel relativamente bajo de resolución vertical, pero ofrecen el potencial de medir hasta la región de la mesopausa. La combinación de datos de sonda, Umkehr, lidar y microondas desde el suelo es importante para evaluar la calidad de las mediciones del perfil de ozono desde el espacio.

### 16.2.3 **Observaciones desde aeronaves y satélites**

El ozono atmosférico también se mide utilizando instrumentos instalados a bordo de aeronaves y de satélites espaciales. Las observaciones desde aeronaves se efectúan generalmente con fotómetros *in situ* que analizan muestras de aire de la troposfera y de la estratosfera inferior en el transcurso del vuelo. Este tipo de mediciones se utilizan sobre todo en campañas de investigación sobre la química atmosférica, pero también ha habido proyectos a largo plazo que han hecho uso de aeronaves comerciales, como MOZAIC (Medición del ozono, el vapor de agua, el monóxido de carbono y los óxidos de nitrógeno desde aeronaves Airbus en servicio), CARIBIC (Aeronave civil para la investigación periódica de la atmósfera basada en un contenedor de instrumentos, [www.caribic-atmospheric.com](http://www.caribic-atmospheric.com)) y, recientemente, IAGOS (Aeronave comercial en servicio para un sistema de observación global).

La vigilancia del ozono atmosférico a gran escala se efectúa mediante instrumentos de teledetección instalados en satélites. Estos programas, según su duración, se clasifican en: sistemas de vigilancia operativa de larga duración, que generan grandes conjuntos de datos (mundiales), utilizados tanto para el análisis de tendencias como para la cartografía operativa del ozono, y misiones experimentales temporales.

Las observaciones satelitales pueden clasificarse en función de la tecnología de teledetección de la radiación utilizada para los instrumentos y de los programas de recuperación aplicados a fin de obtener la densidad o la concentración de la columna de ozono a partir de las radiancias medidas. En tanto que los instrumentos de observación desde el nadir se utilizan principalmente para las observaciones de columna y el cálculo general del perfil vertical, los instrumentos de sondeo límbico pueden medir los perfiles verticales de ozono con elevada resolución vertical mediante ocultación solar, lunar o estelar, o mediante la observación de la dispersión y la emisión límbicas a través del limbo atmosférico (Tegtmeier y otros, 2013; Sofieva y otros, 2013).

### 16.3 GASES DE EFECTO INVERNADERO

Todos los gases de efecto invernadero se indican en fracciones molares en seco en las escalas más recientes resumidas en OMM (2012*b*) (situación en 2013) y se examinan cada dos años en las reuniones de la OMM y el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) sobre el dióxido de carbono, otros gases de efecto invernadero y las técnicas de medición correspondientes (GGMT). La referencia primaria para los gases de efecto invernadero es un conjunto de cilindros de aire natural que contienen fracciones molares conocidas de los gases estudiados. La escala primaria se transfiere a los patrones de trabajo de la estación mediante patrones secundarios y terciarios de gas en cilindros.

#### 16.3.1 Dióxido de carbono (incluidos $\Delta^{14}\text{C}$ , $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en $\text{CO}_2$ , y los ratios $\text{O}_2/\text{N}_2$ )

El  $\text{CO}_2$  suele medirse empleando métodos activos en la capa límite atmosférica.

La mayoría de las mediciones históricas de la concentración de fondo del  $\text{CO}_2$  en la atmósfera se han efectuado mediante analizadores de gases no dispersivos en el infrarrojo, pero algunos programas utilizan un método de cromatografía de gases, para el cual se requiere la separación del  $\text{CO}_2$  de otros gases en la muestra de aire, la reducción de ese  $\text{CO}_2$  mediante un catalizador con  $\text{H}_2$  para convertirlo en  $\text{CH}_4$ , y la detección del  $\text{CH}_4$  derivado del  $\text{CO}_2$  mediante un detector de ionización de llama. Las respuestas pico cromatográficas de las muestras se comparan con las de los patrones con fracciones molares de  $\text{CO}_2$  conocidas a fin de calcular la fracción molar de  $\text{CO}_2$  de la muestra. Estas técnicas de cromatografía de gases están limitadas a una frecuencia de medición de una muestra cada pocos minutos. Los instrumentos no dispersivos en el infrarrojo se basan en el mismo principio que hace del  $\text{CO}_2$  un gas de efecto invernadero: su capacidad para absorber la radiación infrarroja. Miden la intensidad de la radiación infrarroja que pasa a través de una celda de muestreo en comparación con la que pasa por una celda de referencia. No es necesario conocer la fracción molar de  $\text{CO}_2$  del gas de la celda de referencia. El aire de la muestra, bombeado desde conductos instalados lejos del edificio de medición, y el gas patrón fluyen alternativamente a través de la celda de muestreo. La diferencia de concentración de  $\text{CO}_2$  entre los gases de la muestra y de referencia (o gases patrón y de referencia) en las dos celdas genera un voltaje que registran los sistemas de captación de datos.

La mayoría de las instalaciones nuevas efectúan las mediciones de  $\text{CO}_2$  con métodos de espectroscopia óptica de láser, como la espectroscopia de absorción en infrarrojo por transformada de Fourier o la espectroscopia de absorción en cavidad de alta reflectividad, que incluye la espectroscopia de extinción anular en cavidad y la espectroscopia de fuga en cavidad integrada asimétrica. Las propiedades favorables de esas técnicas son una reducción de las exigencias de calibración, por su mejor linealidad, y la estabilidad de la respuesta del detector.

Las abundancias de dióxido de carbono se expresan en fracciones molares en aire seco,  $\mu\text{mol mol}^{-1}$ , o ppm, en la Escala de Fracción Molar de  $\text{CO}_2$  de la OMM (escala X2007 de  $\text{CO}_2$  de la OMM, situación en 2013). El vapor de agua afecta de dos maneras a las mediciones de  $\text{CO}_2$ : i) el  $\text{H}_2\text{O}$  también absorbe radiación infrarroja y puede interferir en la medición del  $\text{CO}_2$ ; ii) el  $\text{H}_2\text{O}$  ocupa volumen en la celda de muestreo, mientras que los patrones son secos. En ubicaciones cálidas y húmedas, el 3% del volumen total del aire puede ser vapor de  $\text{H}_2\text{O}$ . Por tanto, se deberá tener en cuenta el impacto del vapor de agua en las mediciones de  $\text{CO}_2$ . Para eliminar las interferencias, basta con el secado hasta un punto de rocío de  $-50\text{ }^\circ\text{C}$ . Los novedosos métodos de espectroscopia óptica con frecuencia permiten determinar simultáneamente el contenido en vapor de  $\text{H}_2\text{O}$  con lo que, en principio, se puede corregir la dilución debida a los efectos del  $\text{H}_2\text{O}$  y espectroscópicos. Sin embargo, las mejores prácticas actuales (véase OMM, 2012*b*) aún recomiendan secar las muestras mientras se estudian la determinación de fracciones molares en aire seco sin secado y la ulterior corrección.

Un método alternativo para medir el  $\text{CO}_2$ , aplicable en general a muchos otros gases traza, conlleva la recogida de muestras discretas de aire en recipientes sellados al vacío. Estos recipientes se envían a un laboratorio central, donde se determinan los valores de  $\text{CO}_2$  mediante analizadores de gases no dispersivos en el infrarrojo, cromatografía de gases u otros instrumentos. Este método se utiliza cuando resulta adecuado el muestreo de baja frecuencia

(por ejemplo, una vez por semana) para definir los gradientes espacial y temporal de  $\text{CO}_2$ , y para realizar comparaciones con mediciones *in situ* como medida de control de calidad. Esta estrategia de muestreo tiene la ventaja de que permite determinar numerosas especies a partir de una sola muestra.

Las mediciones de los ratios  $\text{O}_2/\text{N}_2$  y los isótopos estables de  $\text{CO}_2$  ( $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) ayudan en la partición de las fuentes y los sumideros de carbono entre los océanos y la biosfera. Con frecuencia, las mediciones isotópicas se efectúan en las mismas muestras discretas empleadas para las mediciones de fracción molar de  $\text{CO}_2$ . El OIEA mantiene los patrones isotópicos, pero las instalaciones de medición forman parte de la red de  $\text{CO}_2$  de la VAG.

Un método de medición para la determinación de isótopos estables es la espectrometría de masas de relaciones isotópicas, una variante especializada de la espectrometría de masas en la cual se utilizan los métodos de esta para medir la abundancia relativa de isótopos en una muestra dada. El método de medición ha sido descrito por el Laboratorio Central de Calibración para isótopos estables de la VAG en el Instituto Max-Planck de Biogeoquímica de Jena (Alemania) ([http://www.bgc-jena.mpg.de/service/iso\\_gas\\_lab/pmwiki/pmwiki.php/IsoLab/Co2InAir](http://www.bgc-jena.mpg.de/service/iso_gas_lab/pmwiki/pmwiki.php/IsoLab/Co2InAir)). En los últimos años ha aumentado la disponibilidad de analizadores ópticos que detectan fracciones molares de isotopólogos individuales, y ahora se utilizan habitualmente. Muchos de estos instrumentos pueden facilitar relaciones isotópicas con una repetibilidad aproximada del 0,05‰ para  $\delta^{13}\text{C}$  de  $\text{CO}_2$  atmosférico y son muy útiles para las mediciones continuas. A diferencia de las técnicas de espectrometría de masas, los valores  $\delta$  de esos instrumentos se calculan a menudo a partir de la relación de fracciones molares individuales medidas mediante los valores tabulados de la línea de absorción, y no con mediciones directas de un material patrón. La abundancia isotópica de referencia suele obtenerse de una base de datos de parámetros espectrales (típicamente, la base de datos de absorción molecular de transmisión de alta resolución, HITRAN) empleada en el análisis, y no facilita una escala común como la VPDB o la Jena Reference Air Set (JRAS). Algunas de las correcciones aplicables a los métodos de espectrometría de masas, como las empleadas para  $^{17}\text{O}$  y  $\text{N}_2\text{O}$ , no son necesarias, pero otras, como las usadas para la interferencia de otros componentes atmosféricos y las fluctuaciones de los instrumentos, sí pueden serlo, dependiendo del método empleado para calcular los valores isotópicos de fracciones molares individuales. Es importante comprender la compatibilidad entre las técnicas antes de dar a conocer los resultados de las mediciones.

Las mediciones de los cambios en el ratio  $\text{O}_2/\text{N}_2$  en la atmósfera son útiles para limitar las fuentes y los sumideros de  $\text{CO}_2$  y comprobar los modelos biogeoquímicos terrestres y oceánicos. Las variaciones relativas del ratio  $\text{O}_2/\text{N}_2$  son muy reducidas, pero pueden observarse ahora por un mínimo de seis técnicas analíticas. Esas técnicas pueden clasificarse en dos categorías: i) las que miden los ratios  $\text{O}_2/\text{N}_2$  directamente (espectrometría de masas y cromatografía de gases), y ii) las que miden efectivamente la fracción molar de  $\text{O}_2$  en aire seco (interferométrica, paramagnética, pila de combustible, espectrofotometría ultravioleta de vacío). Ha surgido la convención de convertir las señales de medición en bruto, independientemente de la técnica usada, en cambios equivalentes del ratio molar de  $\text{O}_2$  frente a  $\text{N}_2$ . Para una medición de tipo fracción molar, esto implica tener en cuenta la dilución debida a variaciones en  $\text{CO}_2$  y posiblemente otros gases. Si se utiliza aire sintético como material de referencia, tal vez sea necesario también hacer correcciones para las diferencias en el ratio  $\text{Ar}/\text{N}_2$ . Actualmente existen unos 10 laboratorios que miden los ratios  $\text{O}_2/\text{N}_2$ . La referencia  $\text{O}_2/\text{N}_2$  está vinculada típicamente al aire natural bombeado de cilindros de gas a alta presión. Dado que no hay una fuente común de material de referencia, cada laboratorio ha utilizado una referencia propia. No existe ningún laboratorio central de calibración para  $\text{O}_2/\text{N}_2$ , por lo que no ha sido sencillo expresar las medidas en una escala común, aunque algunos laboratorios expresan los resultados mediante una aplicación local de la escala de Scripps. Todavía no se ha puesto nombre a ninguna versión específica.

La práctica de basar las mediciones de  $\text{O}_2/\text{N}_2$  en el aire natural almacenado en cilindros a alta presión parece aceptable para medir los cambios en la atmósfera general, siempre que los cilindros se manejen con arreglo a determinadas mejores prácticas, como colocarlos horizontalmente para reducir al mínimo el fraccionamiento térmico y gravitacional. No obstante,



para la comunidad también es importante comprender mejor la fuente de la variabilidad de los ratios  $O_2/N_2$  medidos en cilindros de alta presión. Aparte de eso, es necesario desarrollar patrones absolutos para las escalas de calibración de  $O_2/N_2$  hasta el nivel de 5 per meg o mejores.

Las mediciones del  $^{14}CO_2$  atmosférico suelen expresarse en la notación  $\Delta^{14}C$ , la desviación por mil del patrón de referencia absoluto de radiocarbono, corregido en función del fraccionamiento isotópico y la desintegración radiactiva desde el momento de la recogida. Para las mediciones atmosféricas de  $\Delta^{14}C$  en el  $CO_2$ , se emplean dos técnicas principales de muestreo: la absorción de alto volumen de  $CO_2$  en una solución básica o por criba molecular, y la recogida de muestras de aire (normalmente en recipientes de entre 1,5 y 5 L). Se usan dos métodos de análisis: conteo radioactivo convencional y espectrometría de masas con aceleradores. El nivel actual de incertidumbre de la medición para  $\Delta^{14}C$  en  $CO_2$  es de entre el 2‰ y el 5‰ y unos pocos laboratorios ofrecen niveles ligeramente mejores que el 2‰. En OMM (2012b) figuran recomendaciones para la calibración.

Las recomendaciones sobre la garantía de calidad de las mediciones de  $CO_2$  (incluidos  $\Delta^{14}C$ ,  $\delta^{13}C$  y  $\delta^{18}O$  en  $CO_2$  y los ratios  $O_2/N_2$ ) son examinadas cada dos años en las reuniones de la OMM y el OIEA sobre el dióxido de carbono, otros gases de efecto invernadero y las técnicas de medición correspondientes. Puede utilizarse el informe (OMM, 2012b) como referencia más reciente sobre la calibración y el control de la calidad de la medición.

### 16.3.2 **Metano**

El  $CH_4$  suele medirse de manera casi continua o en muestras discretas por métodos activos en la atmósfera. En OMM (2009a) pueden consultarse las recomendaciones para las mediciones de  $CH_4$ .

Para las mediciones de  $CH_4$  en estaciones de la VAG suele utilizarse el método de cromatografía de gases por detector de ionización de llama. La configuración analítica puede variar enormemente según detalles como el tipo de cromatografía de gases (fabricante), el sistema de separación cromatográfica utilizado, el gas portador (como  $N_2$  o helio (He)), la adquisición de datos, los equipos y programas informáticos para el control del sistema, y el sistema de integración de picos. Por consiguiente, los procedimientos operativos variarán para cada uno de los sistemas.

Los nuevos analizadores de mediciones atmosféricas de  $CH_4$  basados en métodos ópticos ofrecen mejor repetibilidad que los métodos de cromatografía de gases, pero todavía se está evaluando su fiabilidad a largo plazo. También son difíciles de reparar sobre el terreno y con frecuencia se han de enviar a la fábrica para su reparación. Pese a que la publicidad de estos instrumentos, que también miden el vapor de agua, suele indicar que no necesitan calibración ni secado de las muestras, los asistentes a la 13ª reunión de expertos en  $CO_2$  (OMM, 2006) recomiendan encarecidamente que los analizadores se calibren periódicamente y que las muestras de aire se sequen hasta un punto de rocío de  $\leq -40$  °C.

### 16.3.3 **Óxido nitroso**

El  $N_2O$  suele medirse empleando métodos activos en la capa límite atmosférica. Las recomendaciones para las mediciones de  $N_2O$  figuran en OMM (2009a).

Para separar y detectar el  $N_2O$  en el aire ambiente se utiliza generalmente un cromatógrafo de gases equipado con un detector de captura de electrones. Esta técnica ofrece buena repetibilidad, pero puede ser difícil de aplicar. Dado que el período de vida del  $N_2O$  es largo y sus flujos son pequeños, los gradientes espaciales son reducidos; por consiguiente, su cuantificación requiere mediciones muy exactas. La señal digitalizada del detector de captura de electrones se graba y se integra para cuantificar las alturas pico y las áreas. Un método alternativo para monitorizar el  $N_2O$  consiste en recoger muestras discretas de aire en recipientes. Los recipientes deberían enviarse a un laboratorio central para su análisis mediante cromatografía de gases. La frecuencia típica de la recogida de muestras es semanal o quincenal.

En OMM (2012b) figuran las recomendaciones actualizadas sobre la calibración y el control de calidad de la medición.

En fechas muy recientes han salido al mercado analizadores ópticos para el  $N_2O$ , como espectrómetros de absorción en cavidad de alta reflectividad con fuentes de láser cercano al infrarrojo, analizadores de espectroscopia de absorción en infrarrojo por transformada de Fourier y analizadores ICOS asimétricos con fuentes de láser del infrarrojo medio. Superan la precisión de la cromatografía de gases y deberían permitir que se alcanzaran los objetivos de calidad de los datos. Los primeros experimentos muestran típicamente resultados excelentes; sin embargo, no pueden formularse recomendaciones porque aún se está evaluando su aplicabilidad a largo plazo.

#### 16.3.4 Halocarbonos y hexafluoruro de azufre

Los halocarbonos y el hexafluoruro de azufre ( $SF_6$ ) suelen medirse de manera casi continua o en muestras discretas de aire por métodos activos en la capa límite atmosférica. Las directrices para la medición de estas especies aún no se han formulado oficialmente en el Programa de la VAG.

El  $SF_6$  suele medirse empleando técnicas de cromatografía de gases con un detector de captura de electrones en el mismo canal que el  $N_2O$ .

Las mediciones mundiales de halocarbonos son efectuadas actualmente por la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera (NOAA) y el Experimento mundial avanzado sobre gases en la atmósfera (AGAGE). Las historias de medición tanto para la NOAA como para el AGAGE se remontan a finales de la década de 1970. Ambos grupos miden los halocarbonos mediante técnicas de cromatografía de gases con un detector de captura de electrones y de cromatografía de gases con espectrometría de masas. Entre los halocarbonos medidos figuran los clorofluorocarbonos (CFC), los hidroclorofluorocarbonos (HCFC), los disolventes clorados como el  $CCl_4$  y el  $CH_2Cl_2$ , los halones, los hidrofurocarbonos (HFC), los haluros de metilo y el  $SF_6$ . Para muchos halocarbonos, la medición de las fracciones molares en la troposfera de fondo requiere la preconcentración de la muestra. El grupo del AGAGE opera una red de sistemas *in situ*, mientras que el grupo de la NOAA opera sistemas *in situ* (para un número limitado de gases) y un programa basado en recipientes. Puede consultarse más información sobre instrumentos y lugares de muestreo en: <http://agage.eas.gatech.edu> y <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/hats/>.

#### 16.3.5 Teledetección de gases de efecto invernadero

Para la teledetección de los gases de efecto invernadero se utilizan varias técnicas. La red de observación de la columna total de carbono (TCCON, <https://tcon-wiki.caltech.edu/>) es una red de espectrómetros de transformada de Fourier de superficie que registran el espectro solar directo en la región espectral cercana al infrarrojo. De esos espectros se extraen las abundancias medias por columna de  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$ , HF, CO,  $H_2O$  y HDO (agua semipesada). Las observaciones del infrarrojo medio (en la red NDACC, <http://www.acom.ucar.edu/irwg/>) permiten la medición precisa de las abundancias medias por columna de  $CH_4$ ,  $N_2O$  y CO.

### 16.4 GASES REACTIVOS

Entre los gases reactivos examinados en el Programa de la VAG se cuentan el ozono en superficie y troposférico, el monóxido de carbono, los compuestos orgánicos volátiles, los compuestos de óxido de nitrógeno y el dióxido de azufre. Todos esos compuestos ejercen una función principal en la química atmosférica y, por tanto, influyen considerablemente en las interrelaciones entre esta y el clima, bien sea mediante el control del ozono y la capacidad oxidante de la atmósfera, o bien mediante la formación de aerosoles. La base mundial de mediciones para la mayoría de ellos no es en absoluto satisfactoria, con la única excepción del ozono en superficie y el monóxido de carbono.



En el grupo de gases reactivos se utilizan distintos métodos y patrones de referencia. Para los gases más estables, el material de referencia puede prepararse en un cilindro lleno de aire u otra matriz con un gas de fracción molar conocida (por ejemplo, para el CO, hidrocarburos no metánicos y terpenos), mientras que para otros gases (como el ozono o los compuestos de óxido de nitrógeno) solamente podrán utilizarse instrumentos o métodos de referencia.

#### 16.4.1 **Ozono troposférico (en superficie)**

En OMM (2013) pueden consultarse las directrices detalladas para la medición del ozono troposférico (el ozono en superficie forma parte del ozono troposférico medido en la superficie de la Tierra).

La fracción molar más apropiada para la interpretación física y química de las mediciones del ozono es la del ozono en aire seco. Sin embargo, las mediciones del ozono suelen efectuarse sin secar la muestra, pues aún no se ha desarrollado ningún sistema eficaz para secar el aire sin alterar el contenido de ozono. Se recomienda acompañar las mediciones del ozono con mediciones de la fracción molar del vapor de agua cuya precisión sea suficiente para que las primeras puedan convertirse en fracciones molares con relación al aire seco sin pérdida de precisión.

Se utilizan diversas técnicas para medir el ozono en la composición general de la atmósfera, entre ellas:

- Técnicas de absorción ultravioleta
- Técnicas de quimioluminiscencia
- Técnicas electroquímicas
- Espectroscopia de extinción anular en cavidad con titulación de NO
- Espectroscopia de absorción óptica diferencial
- Espectroscopia de absorción óptica diferencial multieje
- Lidar para el ozono troposférico

En OMM (2013) puede consultarse un examen de cada una de estas técnicas, junto con información sobre su aplicabilidad para su uso en estaciones de la VAG. Cabe señalar que solamente las cuatro primeras técnicas indicadas (las utilizadas *in situ*) permiten la trazabilidad mediante una cadena de calibraciones con el patrón primario, como recomienda la VAG.

##### 16.4.1.1 **Técnicas *in situ***

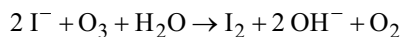
El principio fundamental del método UV se basa en la absorción de luz en la región UV por la molécula de ozono. El espectro amplio de radiación UV del ozono muestra su máximo en torno a 254 nm. Esta longitud de onda representa con exactitud la línea de emisión más intensa de una lámpara Hg y la sensibilidad espectral más elevada de un detector UV, que será un diodo ultravioleta de vacío de telururo de cesio o un tubo fotomultiplicador (PMT) sensible a la radiación UV. El instrumento mide la atenuación relativa de la luz entre una muestra de aire que permanece inalterada (es decir, que contiene ozono) y otra de la cual se ha eliminado el ozono. La fracción molar del ozono se calcula mediante la ley Lambert-Beer. Pese a que la absorción UV es un método de medición absoluto, requiere calibración, al menos para determinar la eficiencia del depurador. En OMM (2013) figuran los detalles de esta técnica de medición.

Se recomienda usar la técnica de absorción UV para mediciones rutinarias de ozono en superficie en todas las estaciones de la VAG, puesto que ofrece elevada exactitud y precisión, bajo límite de detección, estabilidad a largo plazo, resolución temporal suficiente y facilidad de uso (casi no requiere fungibles).

Las ventajas de los métodos de quimioluminiscencia (o de detección por quimioluminiscencia) para las mediciones del ozono son la rapidez de la respuesta y la mayor sensibilidad respecto al método UV. Por ello, la quimioluminiscencia es adecuada en mediciones del aire ambiente que precisan una elevada resolución temporal (como las mediciones hechas desde el aire).

Puesto que la detección por quimioluminiscencia no es un método absoluto, es preciso realizar calibraciones. Debido a su relativa complejidad, la quimioluminiscencia no se recomienda para mediciones rutinarias de ozono en superficie en las estaciones de la VAG, pero sí es apropiada para estudios experimentales del ozono en estaciones de la VAG con programas ampliados, como reserva o por motivos de garantía de la calidad/control de calidad, ya que ambos instrumentos producen artefactos diferentes.

Todas las técnicas electroquímicas emplean la oxidación de yoduro a yodo por ozono:



Según el enfoque utilizado, el yodo obtenido se estabiliza mediante reacciones anteriores o se reduce en la superficie de un cátodo donde se mide la corriente eléctrica. Al igual que la absorción UV, en principio es un método de medición absoluto. Sin embargo, algunas fuentes de error, como el sobrevoltaje o la corriente cero, hacen necesaria la calibración.

La espectroscopia de extinción anular en cavidad con titulación de NO es un método experimental prometedor para observaciones en el futuro y debería incorporarse en los estudios experimentales de las mediciones del ozono en estaciones seleccionadas de la VAG cuando se considere apropiado.

#### 16.4.1.2 **Técnicas de teledetección**

Las técnicas de teledetección (espectroscopia de absorción óptica diferencial, espectroscopia de absorción óptica diferencial multieje, lidar) necesitarían una cadena de trazabilidad similar a la de las mediciones *in situ*, lo que es teóricamente posible mediante el conocimiento de las secciones transversales del ozono en las longitudes de onda específicas utilizadas en los instrumentos. El Comité sobre secciones transversales de absorción del ozono está examinando actualmente esta cuestión.

La espectroscopia de absorción óptica diferencial es un método de teledetección en superficie adecuado para las observaciones de varias sustancias traza. El instrumento consta de una fuente de luz, un haz óptico abierto de aire ambiente de gran longitud, generalmente entre 100 m y varios kilómetros, un reflector y un espectrómetro con un telescopio, alojado con la fuente luminosa. El espectrómetro observa la fuente luminosa a través del reflector. El sistema de espectroscopia de absorción óptica diferencial utiliza la ley de Beer para determinar la concentración de ozono (promedio del haz de luz). En principio, la espectroscopia de absorción óptica diferencial debería ser una técnica sensible, pero sus resultados se desvirtúan por la incapacidad del sistema de medir periódicamente un cero absoluto y determinar la contribución a la señal observada de otros gases y aerosoles que absorben la radiación UV. La técnica de espectroscopia de absorción óptica diferencial puede emplearse como técnica experimental.

La espectroscopia de absorción óptica diferencial multieje es un método de teledetección en superficie para observaciones de varias sustancias traza. Aunque es un método adecuado para la vigilancia de la estratosfera, también se puede aplicar para las mediciones de perfil de gas traza en los niveles superiores e inferiores de la troposfera. No obstante, dado que los procedimientos de recuperación, así como las posibles interferencias troposféricas, son más complicados en los niveles inferiores, requiere personal muy experimentado para extraer y calcular las fracciones molares de los gases traza correspondientes de los diversos espectros. Se recomienda especialmente realizar mediciones con espectroscopia de absorción óptica diferencial multieje del ozono, el dióxido de nitrógeno, el formaldehído, el monóxido de bromo y otras especies para establecer un vínculo entre las mediciones en superficie y de satélite en estaciones seleccionadas de la VAG que cuentan con programas de investigación ampliados.

El sistema lidar (acrónimo inglés de “detección y localización por ondas luminosas”) es un método de teledetección en superficie para observaciones de varias sustancias traza. Para las mediciones del ozono troposférico, un lidar suele utilizar dos o más longitudes de onda entre 266 nm y 295 nm. Las longitudes de onda seleccionadas son más cortas que las empleadas para la detección del ozono estratosférico (habitualmente entre 308 y 353 nm). En la troposfera se necesita una mayor eficiencia de absorción del ozono que en la estratosfera a fin de obtener

suficiente sensibilidad, debido a los valores inferiores de razón de mezcla del ozono en la troposfera. Un exceso de absorción implica la extinción de la mayor parte de la luz en elevaciones inferiores, lo que dificulta la obtención de señales de medición de elevaciones superiores. Las variaciones dinámicas extremas de la señal de retrodispersión en la troposfera (unas decenas en unos pocos kilómetros de altura) son un problema técnico importante. Las mediciones del ozono troposférico con lidar se recomiendan especialmente para establecer un vínculo entre las mediciones en superficie y de satélite en estaciones seleccionadas de la VAG que cuentan con programas de investigación ampliados.

#### 16.4.2 Monóxido de carbono

En OMM (2010) pueden consultarse las directrices detalladas para la medición del monóxido de carbono. La escala del monóxido de carbono se evalúa cada dos años, junto con las escalas de los principales gases de efecto invernadero. La escala más reciente puede consultarse en OMM (2012b).

Las mediciones de CO pueden hacerse *in situ* y mediante su captura en recipientes y posterior análisis en laboratorio. Las observaciones continuas *in situ* aportan información sobre la variabilidad del CO en una escala temporal que varía desde segundos hasta una hora, según la técnica de medición elegida. Al contrario que el muestreo en recipientes, las mediciones continuas permiten obtener datos en tiempo casi real.

Las observaciones *in situ* pueden emplear una amplia variedad de técnicas de análisis. La radiometría de infrarrojo no dispersivo se basa en la absorción espectral a  $4,7 \mu\text{m}$ . Se utiliza con frecuencia para las mediciones continuas en ubicaciones remotas; sin embargo, la deriva de los instrumentos, la limitada precisión y los largos tiempos de promediado son factores que limitan la calidad de los datos. La cromatografía de gases, unida a diversos detectores distintos (como los de ionización de llama o de reducción de óxido de mercurio y absorción ultravioleta), puede aportar gran precisión y límites de detección adecuados. El detector de reducción de óxido de mercurio tiende a exhibir una respuesta no lineal en el rango de valores del CO atmosférico, y requiere una caracterización atenta y repetida multipunto de su respuesta. La técnica de cromatografía de gases por detector de ionización de llama precisa la conversión catalítica de CO en  $\text{CH}_4$ . A fin de obtener resultados fiables, se debe determinar periódicamente la eficiencia de esa conversión catalítica, lo que complica los esfuerzos destinados a mantener adecuadamente la calibración del instrumento y facilitar mediciones exactas. Las mediciones por cromatografía de gases son de índole casi continua, por lo que tal vez no detecten variaciones rápidas de las fracciones molares que sí pueden capturarse con mediciones de alta frecuencia.

En los últimos tiempos han aparecido varias técnicas de medición nuevas. La técnica más establecida se basa en la resonancia de fluorescencia de CO (inducida por una descarga de alta frecuencia) de UV de vacío. Este método ofrece bajos límites de detección con una precisión excelente en el rango de las razones de mezcla atmosférica. Un instrumento comercializado basado en la resonancia de fluorescencia de CO de UV de vacío se utiliza en varios laboratorios de investigación, en ubicaciones sobre el terreno y en otras plataformas, por ejemplo en el proyecto CARIBIC.

Ahora se dispone de técnicas espectroscópicas basadas en la espectroscopia de extinción anular en cavidad y en la espectroscopia de láser de cascada cuántica de cavidad mejorada. La técnica de espectroscopia de extinción anular en cavidad funciona mediante láser en el infrarrojo cercano y antes se utilizaba principalmente para mediciones de dióxido de carbono, metano y amoníaco. La técnica de espectroscopia de láser de cascada cuántica mide el infrarrojo medio y existen en el mercado instrumentos que pueden determinar tanto el CO como el  $\text{N}_2\text{O}$  con un solo láser. Ambas técnicas, de espectroscopia de extinción anular en cavidad y espectroscopia de láser de cascada cuántica, ofrecen mediciones del CO con bajos límites de detección y excelente reproducibilidad. Los ensayos de su aplicabilidad a largo plazo para las mediciones rutinarias en las estaciones de la VAG todavía están en marcha. Otra alternativa con resultados similares que ha salido al mercado recientemente es la espectroscopia de absorción en infrarrojo por transformada de Fourier.

La teledetección de la columna de CO desde el suelo se lleva a cabo en la red TCCON mediante espectrómetros de transformada de Fourier en superficie en la región espectral cercana al infrarrojo.

### 16.4.3 Compuestos orgánicos volátiles

La medición de los compuestos orgánicos volátiles es compleja, debido a las numerosas moléculas distintas presentes en la atmósfera. Si bien el estudio sistemático de muchas de estas especies es importante a efectos de la calidad del aire, las bajas concentraciones de esos compuestos lejos de sus fuentes implican que solo se podrán medir habitualmente unas pocas moléculas en la atmósfera general. En el cuadro 16.1 figura un conjunto básico de moléculas cuya medición se recomienda en el Programa de la VAG, junto con los métodos de medición propuestos.

Las directrices para la medición de los compuestos orgánicos volátiles se están formulando en colaboración con la red de infraestructura de investigación de aerosoles, nubes y gases traza (ACTRIS) (<http://www.actris.eu/>). En OMM (2012a) figura un procedimiento operativo normalizado para tomar muestras de aire con botellas de acero inoxidable. Las recomendaciones generales sobre las mediciones de los compuestos orgánicos volátiles pueden consultarse en OMM (2007a). En talleres periódicos de la VAG al respecto se examina la situación de las mediciones de estos compuestos en el Programa de la VAG ([http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/4VOC\\_expert\\_meeting2012.html](http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/4VOC_expert_meeting2012.html)) y se ofrecen más orientaciones sobre la preparación de técnicas de medición, garantía de la calidad y normas sobre gases.

**Cuadro 16.1. Lista de compuestos orgánicos volátiles prioritarios en el Programa de la VAG**

Molécula	Período de vida (con una concentración de OH de $10^6 \text{ cm}^{-3}$ )	Importancia para la VAG	Recipiente de acero <sup>a</sup>	Recipiente de vidrio	Método de análisis <sup>b</sup>
1. Etano	1,5 meses	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Fuente de metano</li> <li>- Fuentes naturales</li> <li>- Quema de biomasa</li> <li>- Combustible fósil</li> <li>- Producción oceánica (hemisferio sur)</li> <li>- Tendencias del tamaño del ciclo estacional</li> <li>- Indicador de la química del halógeno</li> </ul>	✓	✓	GC-FID
2. Propano	11 días	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Fuente de metano</li> <li>- Fuentes naturales</li> <li>- Quema de biomasa</li> <li>- Combustible fósil</li> <li>- Producción oceánica (hemisferio sur)</li> </ul>	✓	✓	GC-FID
3. Acetileno	15 días	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Trazador de vehículos de motor</li> <li>- Trazador de quema de biomasa</li> <li>- Ratios frente a los demás hidrocarburos</li> <li>- Tendencias</li> </ul>	✓	✓	GC-FID

<i>Molécula</i>	<i>Período de vida (con una concentración de OH de <math>10^6 \text{ cm}^{-3}</math>)</i>	<i>Importancia para la VAG</i>	<i>Recipiente de acero<sup>a</sup></i>	<i>Recipiente de vidrio</i>	<i>Método de análisis<sup>b</sup></i>
4. Isopreno	3 horas	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Producto de la biosfera</li> <li>- Sensible a la temperatura y al tipo de terreno</li> <li>- Utilizado para el cambio climático</li> <li>- Precursor del O<sub>3</sub></li> <li>- Capacidad oxidante</li> <li>- Precursor del formaldehído</li> </ul>	?	?	GC-FID PTR-MS
5. Formaldehído	1 día	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Indicador de la oxidación del isopreno</li> <li>- Quema de biomasa</li> <li>- Comparación con datos de satélites</li> <li>- Tendencias</li> </ul>	-	-	DOAS
6. Terpenos	1 a 5 horas	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Precursores de aerosoles orgánicos</li> </ul>	-	-	GC-MS PTR-MS
7. Acetonitrilo	6 meses a 1 año	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Indicador de la quema de biomasa</li> <li>- Indicador de la quema de combustibles biológicos</li> </ul>	-	?	GC-MS PTR-MS
8. Metanol	12 días	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Fuentes en la biosfera (oxidación del metano)</li> <li>- Producto abundante de la oxidación</li> </ul>	-	?	GC-FID PTR-MS
9. Etanol	4 días	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Trazador de uso de combustibles alternativos</li> </ul>	-	?	GC-FID PTR-MS
10. Acetona	1,7 meses	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Producto abundante de la oxidación</li> <li>- Fuente de radicales libres en la troposfera superior</li> </ul>	?	?	GC-FID PTR-MS
11. Sulfuro de dimetilo	2 días	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Importante fuente natural de azufre</li> <li>- Precursor del aerosol de sulfato</li> <li>- Trazador de la bioproduktividad marina</li> </ul>	?	?	GC-FID PTR-MS
12. Benceno	10 días	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Trazador de la combustión</li> <li>- Indicador de la quema de biomasa</li> </ul>	✓	?	GC-FID GC-MS
13. Tolueno	2 días	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Ratio frente a benceno usado para la edad de la masa de aire</li> <li>- Precursor de partículas</li> </ul>	-	?	GC-FID GC-MS

Molécula	Período de vida (con una concentración de OH de $10^6 \text{ cm}^{-3}$ )	Importancia para la VAG	Recipiente de acero <sup>a</sup>	Recipiente de vidrio	Método de análisis <sup>b</sup>
14. Isobutano/ butano normal	5 días	- Indicador de transformación química - Período de vida/ producción de ozono	✓	✓	GC-FID GC-MS
15. Isopentano/ pentano normal	3 días	- El ratio indica el impacto de la química del $\text{NO}_3$	✓	✓	GC-FID GC-MS

Notas:

a El símbolo ✓ indica el estado de la práctica actual.

b GC-FID = cromatografía de gases por detector de ionización de llama; GC-MS = cromatografía de gases por espectrometría de masas; DOAS = espectroscopia de absorción óptica diferencial; PTR-MS = espectrometría de masas por reacciones de transferencia de protones.

Las mediciones de hidrocarburos aromáticos y alifáticos de bajo peso molecular (C2 a C9) se han venido realizando satisfactoriamente durante muchos años, predominantemente en experimentos regionales de corto plazo. El método analítico predilecto para esos compuestos, que incluyen las moléculas 1 a 4 y 12 a 15 del cuadro 16.1, es la cromatografía de gases por detector de ionización de llama. Las muestras de aire, embotelladas o *in situ*, suelen preconcentrarse empleando métodos criogénicos o absorbentes sólidos. Una técnica alternativa es la cromatografía de gases con espectrometría de masas que, si bien se trata de un método potencialmente más sensible, suele estar sujeto a mayores incertidumbres analíticas (variaciones en la respuesta del instrumento con el tiempo, detección de fragmentos comunes de masa baja). No obstante, la cromatografía de gases con espectrometría de masas puede ser útil para la detección de determinados hidrocarburos en ubicaciones muy remotas donde el nivel ambiente tal vez sea inferior al límite de detección de una cromatografía de gases por detector de ionización de llama típica.

La técnica analítica recomendada para los monoterpenos es la cromatografía de gases con espectrometría de masas. Aunque es posible medir algunos terpenos mediante un detector de ionización de llama, la complejidad del análisis cromatográfico (picos de coelución, en particular con los aromáticos) dificulta la determinación y cuantificación de los picos. El método de cromatografía de gases por espectrometría de masas ofrece mejor sensibilidad.

Los hidrocarburos oxigenados, entre ellos los compuestos diana 8 a 10 (cuadro 16.1), también pueden medirse mediante la cromatografía de gases por detector de ionización de llama o la cromatografía de gases con espectrometría de masas. Debería prestarse especial atención a la preparación de la muestra (incluida la eliminación del agua) y los sistemas de inyección deben diseñarse para minimizar los artefactos y las pérdidas de componentes que suelen suceder con el análisis de oxigenados. La acetona y el metanol pueden medirse también mediante la espectrometría de masas por reacciones de transferencia de protones. Una ventaja de esta técnica es que se trata de un método en línea que no requiere la preconcentración de la muestra. Sin embargo, es menos sensible que los métodos de cromatografía de gases y existe el potencial de interferencias de compuestos isobáricos, como  $\text{O}_2\text{H}^+$  y metanol. Dado que la estabilidad de los compuestos orgánicos volátiles oxigenados en muestras embotelladas (recipientes de acero inoxidable y de vidrio) sigue siendo muy incierta, se sugiere medir esas especies principalmente con métodos en línea en estaciones de medición en superficie seleccionadas. Se ha notificado el almacenamiento satisfactorio de acetona en determinados recipientes, por lo que debería investigarse la posibilidad de analizar este compuesto en la red de matraces de vidrio o acero inoxidable.

El formaldehído (HCHO) no es estable en recipientes y se tiene que medir *in situ*. Los métodos de análisis incluyen el método fluorométrico de Hantzsch (química húmeda) o la DOAS. Ambos son relativamente complejos y requerirían que los posibles operadores recibieran formación especializada, lo que hace improbable que se puedan efectuar mediciones en más de unas pocas estaciones terrestres. El formaldehído se detecta habitualmente por satélite. La recuperación por



satélite determina la cantidad total en la columna vertical y un objetivo importante del programa de la VAG sería facilitar mediciones periódicas en superficie en ubicaciones seleccionadas con fines de comparación y calibración (verificación en tierra).

La viabilidad de las mediciones del HCHO con la espectrometría de masas por reacciones de transferencia de protones (Wisthaler y otros, 2008; Warneke y otros, 2011) y el láser de cascada cuántica (Herndon y otros, 2007) se demostró durante campañas de medición limitadas. Aún no se ha ensayado su aplicabilidad para mediciones rutinarias de HCHO a largo plazo.

El acetonitrilo se mide preferiblemente con la técnica de cromatografía de gases con espectrometría de masas, al ser un compuesto relativamente poco sensible a la detección mediante un detector de ionización de llama. También se han notificado mediciones de acetonitrilo empleando varios detectores de gases reducidos y específicos para el nitrógeno. Numerosas mediciones atmosféricas del acetonitrilo notificadas recientemente se han efectuado utilizando los métodos de espectrometría de masas por reacciones de transferencia de protones o de espectrometría de masas con ionización química a presión atmosférica. La estabilidad del acetonitrilo en muestras embotelladas es muy incierta, por lo que la toma de muestras al azar no es aceptable en el marco de la VAG y las mediciones pueden estar limitadas a unas pocas ubicaciones de medición exhaustiva seleccionadas.

El sulfuro de dimetilo (DMS) puede medirse mediante la cromatografía de gases por detector de ionización de llama, la cromatografía de gases con detector fotométrico de llama, la cromatografía de gases con espectrometría de masas y la espectrometría de masas por reacciones de transferencia de protones. No obstante, dado que las concentraciones de DMS pueden medirse habitualmente en el marco de un análisis normalizado de hidrocarburos no metánicos, el análisis mediante la cromatografía de gases por detector de ionización de llama de las muestras de aire completas sería la opción más sencilla en lo que respecta a la estrategia de medición. Existen pruebas documentadas de que el DMS es estable en algunos recipientes, por lo que su medición en tanto que componente de una red de matraces es bastante viable. También sería deseable efectuar mediciones *in situ* del DMS al menos en la etapa inicial de puesta en marcha de la red de matraces, a fin de asegurar la compatibilidad del método.

#### 16.4.4 Óxido de nitrógeno

La suma de monóxido de nitrógeno (NO) y dióxido de nitrógeno (NO<sub>2</sub>) se ha denominado tradicionalmente NO<sub>x</sub>. La suma de todos los óxidos de nitrógeno cuyo número de oxidación es superior a 1 se denomina NO<sub>y</sub>. Su medición en la atmósfera global es muy importante, ya que el NO ejerce enorme influencia tanto en el ozono como en el radical hidroxilo (OH). El NO<sub>2</sub> se mide ahora en todo el mundo desde satélites y esas mediciones sugieren la presencia de concentraciones importantes de este gas en la mayor parte de los continentes. Hay una gran reserva de nitrógeno fijado presente en la atmósfera en forma de NO<sub>y</sub>. La influencia de la deposición de esta reserva sobre la biosfera no se conoce bien, pero podría ser importante. Existen técnicas eficaces de medición *in situ* para el NO y el NO<sub>2</sub>, mientras que la fiabilidad de las técnicas de medición del NO<sub>y</sub> aún ha de mejorar. La técnica de detección por quimioluminiscencia con convertidor de molibdeno (Mo), muy utilizada, ofrece una señal entre NO<sub>2</sub> y NO<sub>y</sub>, y debería denominarse NO<sub>2(Mo)</sub> o NO<sub>2+</sub> (véase más adelante).

En la actualidad se están formulando directrices detalladas para la medición del nitrógeno reactivo en colaboración con la red ACTRIS. En ellas, se brinda mayor importancia al NO y el NO<sub>2</sub>, porque ya se miden de manera más amplia y segura, lo que permite poner en marcha un sistema completo de garantía de la calidad. En OMM (2011a) pueden consultarse las recomendaciones sobre las mediciones del NO y el NO<sub>2</sub>.

La medición de los óxidos de nitrógeno (NO y NO<sub>2</sub>) puede realizarse con técnicas pasivas, activas y de teledetección. Las técnicas activas se dividen en técnicas integradoras e *in situ*: las primeras tienen una fase de muestreo, que suelen constar de la captación de muestras en fase líquida y su análisis fuera de línea, en tanto que las mediciones *in situ* (continuas) analizan directamente la muestra de aire. Los métodos pasivos siempre son integradores. Los métodos de integración activa son el método de Saltzman y otros métodos conexos, como el de Griess o el de yoduro



de sodio. Este último se utiliza, por ejemplo, en la red del Programa de cooperación para la vigilancia y la evaluación del transporte de los contaminantes atmosféricos a larga distancia en Europa (EMEP, <http://www.emep.int>). Debido a la elevada reactividad del  $\text{NO}_x$ , resulta imposible la toma de muestras en recipientes.

La detección por quimioluminiscencia inducida por ozono es la técnica *in situ* más generalizada. Estos instrumentos suelen ser muy sensibles al NO, pero no pueden medir el  $\text{NO}_2$ . Por tanto, el  $\text{NO}_2$  debe convertirse a NO para proceder a su detección. El instrumento efectúa mediciones en modo NO y después en modo NO +  $\text{NO}_2$ . La diferencia, si se determina atentamente la eficacia de la conversión, es la razón de mezcla de  $\text{NO}_2$ . Así, se recomienda una elevada resolución temporal (< 10 minutos) para asegurar la recogida de muestras de la misma masa de aire durante las posteriores mediciones de NO y  $\text{NO}_x$ . La conversión de  $\text{NO}_2$  a NO se logra mediante fotólisis del  $\text{NO}_2$  a longitudes de onda de  $320 < \lambda < 420$  nm mediante un convertidor fotolítico con un arco voltaico o un convertidor de luz azul con diodos emisores de luz (LED). Las ventajas de los LED son su período de vida, mucho más largo, y una eficacia de conversión casi constante, además de la sencillez mecánica y la característica de encendido/apagado sencillo (sin válvulas adicionales ni volumen muerto). El inconveniente es la reducida eficacia de conversión. Sin embargo, los nuevos convertidores basados en LED aportan eficacias iguales o incluso superiores a los sistemas tradicionales de arco voltaico. Por consiguiente, se recomienda el uso de convertidores LED UV para la medición del  $\text{NO}_2$  en la VAG.

El empleo de convertidores de molibdeno para la conversión de  $\text{NO}_2$  a NO no se recomienda en absoluto, dado que esta técnica no se limita al  $\text{NO}_2$ , sino que también convierte otras especies de óxido de nitrógeno en distintas cantidades. Las mediciones ya realizadas con convertidores de Mo deberían indicarse como  $\text{NO}_{2(\text{Mo})}$  o  $\text{NO}_{2+}$ .

El método de detección por quimioluminiscencia con luminol mide el  $\text{NO}_2$  directamente y el NO indirectamente después de la oxidación. Puesto que la sensibilidad depende enormemente de la calidad de la solución de luminol, que disminuye con el uso debido al envejecimiento, es necesaria una calibración frecuente.

Además de estos métodos, se han desarrollado técnicas de absorción óptica para la detección del  $\text{NO}_2$ , como la espectroscopia por absorción con diodo láser sintonizable, la espectroscopia de absorción óptica diferencial, la fluorescencia inducida por láser, la espectroscopia de absorción en infrarrojo por transformada de Fourier y la espectroscopia de extinción anular en cavidad. Todas ellas miden el  $\text{NO}_2$  directamente. Los recientes avances en la espectroscopia de extinción anular en cavidad para la medición del  $\text{NO}_2$  y del NO en forma de  $\text{NO}_2$  tras la oxidación por ozono son algo prometedores, pero las mediciones todavía adolecen de incertidumbres en el nivel de cero.

Recientemente se mostró la adecuación de los instrumentos de láser de cascada cuántica de investigación para las mediciones continuas y directas del NO y el  $\text{NO}_2$  (Tuzson y otros, 2013). Esta técnica tal vez llegue a ser un método patrón alternativo en el futuro.

También recientemente ha salido al mercado un monitor de cambio de fase de la cavidad atenuada. Un experimento de intercomparación paralela en la red ACTRIS mostró resultados excelentes. Sin embargo, el límite inferior de detección es de en torno a 50 ppt, por lo que el instrumento es muy bueno para ubicaciones rurales o con influencia antropógena, pero no resulta adecuado para ubicaciones remotas con fracciones molares típicas de  $\text{NO}_2$  inferiores a 50 ppt.

En la actualidad no existe ninguna técnica madura que pueda competir con la medición del NO en ubicaciones remotas mediante detección por quimioluminiscencia inducida por ozono. Los métodos integradores pasivos y activos no se aceptan en el Programa de la VAG debido a los bajos niveles de selectividad y resolución en el tiempo.

### 16.4.5 Dióxido de azufre

Hasta ahora no se dispone de directrices para la medición de las observaciones de SO<sub>2</sub> en el programa de la VAG. En OMM (2001) se ofrecen recomendaciones generales. No obstante, el Grupo consultivo científico de la VAG sobre gases reactivos tiene previsto establecer para el SO<sub>2</sub> el mismo sistema de garantía de la calidad (que incluirá directrices para la medición e instalaciones centrales) que aplica actualmente a los óxidos de nitrógeno, una vez que haya resuelto ese aspecto.

Hay varias técnicas de medición para determinar el SO<sub>2</sub> atmosférico. El programa EMEP utiliza técnicas integradoras, como filtros impregnados en una solución alcalina (en serie) o separadores anulares revestidos, ambos seguidos de la cromatografía iónica en un laboratorio central. Estos métodos producen resultados potencialmente más exactos, pero con menor resolución temporal, típicamente una muestra por día, que los habituales en las técnicas integradoras. Además, requieren mucha atención y los costos de personal para el análisis de los filtros son elevados.

En el grupo de mediciones *in situ*, se utilizan ampliamente los métodos de tetracloromercurato (fotometría tras la reacción del SO<sub>2</sub> con tetracloromercurato) y de fluorescencia ultravioleta. El primero tiene gran exactitud, pero también un elevado límite inferior de detección, y el manejo de mercurio en laboratorio puede ser dañino. Aunque el tiempo de respuesta del sensor de fluorescencia ultravioleta es menor, su facilidad de calibración, fiabilidad, exactitud y su especificidad para el SO<sub>2</sub>, lo hacen preferible. Existen también otras técnicas de cromatografía de gases más sensibles, pero requieren unos conocimientos técnicos considerables y una atención asidua. Con objeto de mejorar la sensibilidad, algunos analizadores de fluorescencia están equipados con filtros de excitación más selectivos. Por ejemplo, se conectan dos grupos de espejos en serie y se emplean tubos fotomultiplicadores seleccionados especialmente. Podrían efectuarse correcciones numéricas de las sustancias interferentes, pero eso no es necesario en zonas rurales o remotas. El límite inferior de detección típico que se puede alcanzar con estos métodos es de en torno a 50 ppt. Podría mejorarse aún más la sensibilidad mediante un segundo canal en el cual solamente se elimine el SO<sub>2</sub>, lo que daría lugar a una lectura muy específica tras la sustracción de ambos canales.

Dado que el SO<sub>2</sub> tiene un corto período de vida en la atmósfera, para comprender el ciclo del azufre es necesario conocer las condiciones de las fuentes y de los sumideros. Para ello, lo mejor es emplear frecuencias de muestreo inferiores a 1 hora. Por consiguiente, la mejor técnica actual para el seguimiento del SO<sub>2</sub> a largo plazo consiste en combinar el analizador de fluorescencia ultravioleta y el muestreo mediante filtros. Los filtros deberían exponerse ocasionalmente, pero con la frecuencia suficiente para realizar un control de calidad del analizador continuo.

En EMEP (2014), disponible en <http://www.nilu.no/projects/ccc/manual/index.html>, pueden consultarse recomendaciones más detalladas.

### 16.4.6 Hidrógeno molecular

Actualmente, el Programa de la VAG no dispone de directrices detalladas para la medición del hidrógeno molecular.

El hidrógeno molecular se expresa como fracción molar en seco en la escala más reciente (OMM, 2012*b*). La medición del H<sub>2</sub> puede hacerse tanto *in situ* como mediante la recogida en recipientes y su posterior análisis en laboratorio. Un ejemplo del sistema de medición establecido en las estaciones mundiales de la VAG figura en Grant y otros (2010).

Las mediciones de hidrógeno molecular se efectúan mediante cromatografía de gases seguida de detección con reducción de óxido mercúrico en caliente y absorción de la radiación UV. Una configuración alternativa de la cromatografía de gases con detectores de descarga de pulsos obtiene una respuesta más lineal del detector y ofrece mejor repetibilidad para la medición del hidrógeno molecular.

Se han experimentado frecuentes problemas por la inestabilidad del H<sub>2</sub> en los gases de referencia, por lo que deberían consultarse las recomendaciones sobre calibración y garantía de la calidad de las mediciones de H<sub>2</sub> que figuran en OMM (2012*b*).

## 16.5 DEPOSICIÓN ATMOSFÉRICA HÚMEDA

La deposición atmosférica húmeda hace referencia a los gases y las partículas depositados por precipitación en la superficie de la Tierra. Esos gases y partículas son muy diversos tanto en su fuente como en su composición, y generalmente están presentes en cantidades traza en la atmósfera y en la precipitación. La precipitación captura esas sustancias traza cuando se forma en la atmósfera y cae a la Tierra. Los materiales depositados constituyen una contribución importante al balance de masa de los contaminantes asociados con el transporte a largas distancias. No solo afectan a la química de la precipitación, sino que también pueden influir en la química de las superficies terrestres y acuáticas donde se depositan. Los efectos pueden ser perjudiciales o beneficiosos, así como directos o indirectos. Por ejemplo, la deposición húmeda ácida es un problema ambiental resultante de la combustión de combustibles fósiles. Se produce cuando los óxidos de azufre y de nitrógeno, emitidos durante la combustión, se transforman en la atmósfera en sulfato y nitrato ácido en la precipitación. Entre otros materiales traza observados en la deposición húmeda figuran sal marina, nutrientes, sustancias químicas presentes en partículas del suelo, sustancias químicas orgánicas e inorgánicas tóxicas y ácidos orgánicos. Los estudios han mostrado que algunas sustancias químicas depositadas mediante deposición húmeda pueden estimular la producción biótica marina, lo que potencialmente vincularía la deposición atmosférica húmeda con el ciclo del carbono y el cambio climático.

La medición de la química de la precipitación nos indica qué materiales traza están presentes en la deposición húmeda y en qué cantidades, información que puede ser de utilidad para evaluar la calidad del aire a fin de determinar las variaciones de las emisiones gaseosas y de partículas a la atmósfera y hacer el seguimiento correspondiente. Es decir, la medición de la química de la precipitación proporciona información sobre el intercambio de materiales traza entre la atmósfera y el sistema tierra/océano, de ahí su importancia para mejorar la comprensión de los ciclos químicos de esos materiales, especialmente los que pueden ocasionar daños a los sistemas terrestres y acuáticos, o afectar al clima.

Al planificar las mediciones de la química de la precipitación, deberá ponerse especial cuidado en garantizar su representatividad. Aunque las mediciones se realizan en una ubicación concreta, en promedio deberían ser representativas de las mediciones en la región circundante. Por lo general, el emplazamiento donde se recoge la muestra debería ser característico del uso de la tierra en la región. Así, el emplazamiento de una zona en la que predominen las actividades agrícolas debería estar ubicado en un lugar agrícola. Esta cualidad de representatividad espacial debería mantenerse entre temporadas e incluso con el transcurrir de los años. Idealmente, un emplazamiento debería ser representativo tanto en el espacio como en el tiempo. Se ha de evitar la contaminación de índole localizada debida a actividades agrícolas, industriales u otras actividades humanas, al igual que el impacto local de fuentes naturales, como costas oceánicas, volcanes o fumarolas. La recogida de muestras no debería verse afectada por árboles u otro tipo de vegetación, la topografía en el emplazamiento debería ser llana y la exposición debería estar poco afectada por vientos que pudieran dar lugar a una captación poco representativa de lluvia y nieve. Asimismo, debe evitarse el contacto humano con la muestra o el contacto con cualquier cosa que pudiera alterar la química de la muestra. Para garantizar la medición representativa de la química de la precipitación se deben cumplir estrictamente los requisitos relativos a la ubicación y las condiciones del emplazamiento, la instalación del equipo y los protocolos operacionales y el mantenimiento del emplazamiento. Estos requisitos se recogen en OMM (2004*b*).

La vigilancia de la química de la precipitación puede dividirse en actividades de recogida de la muestra y actividades de análisis químico.

### 16.5.1 **Recogida de la muestra**

El objetivo principal del Programa de Química de la Precipitación de la VAG consiste en recoger muestras de deposición húmeda exclusivamente. Es decir, los muestreadores se exponen solo durante la precipitación y los materiales traza de las muestras se depositan solo por precipitación. Se excluyen los materiales traza del polvo y las partículas finas o los gases depositados en condiciones meteorológicas secas. Esto permite estudiar la química de la precipitación sin contaminación procedente de la deposición seca. Más importante aún es que el equipo y los métodos empleados para recoger una muestra representativa de deposición húmeda no son apropiados para recoger una muestra representativa de deposición seca. Los procesos físicos y químicos relacionados con ambos tipos de deposición son muy diferentes.

La mejor forma de garantizar la recogida de una muestra exclusivamente húmeda es utilizar un muestreador automatizado que se abra solo durante la precipitación. Un muestreador automatizado de deposición exclusivamente húmeda típico tiene los componentes siguientes: un recipiente para la muestra de precipitación (embudo y botella, cubo, etc.), una tapa que se abre y se cierra sobre el orificio del recipiente, un sensor de precipitación, un mecanismo motorizado con controles electrónicos conexos y una estructura de apoyo donde se instalan los componentes. Los recipientes deberían tener un volumen suficiente para toda la precipitación recogida durante el período de muestreo. Se recomienda un sistema que pueda activarse manualmente para las tareas de prueba, limpieza y mantenimiento rutinario. Los diseños modulares que permitan retirar componentes individuales, como el sensor, facilitan la reparación rápida con el mínimo de herramientas y conocimientos especializados. Como alternativa al uso de un muestreador automatizado, las muestras pueden recogerse exponiendo manualmente un recipiente tan pronto como empiece la precipitación y cerrándolo en cuanto esta acabe. Esto exige contar con observadores diligentes durante las 24 horas del día atentos a las condiciones meteorológicas; por ello, la recogida manual de muestras requiere mucha mano de obra.

Como complemento a la recogida de muestras de deposición exclusivamente húmeda, el Programa de Química de la Precipitación de la VAG exige que cada emplazamiento mida la cantidad de precipitación utilizando el medidor de precipitación normalizado diseñado por los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales o su equivalente (véase el capítulo 6 de la parte I de la presente Guía). Son preferibles los pluviómetros manuales. La cantidad de precipitación sirve para calcular la masa de una sustancia química depositada por precipitación en una zona de la superficie de la Tierra (denominada flujo o carga de deposición húmeda). Los medidores de precipitación normalizados están diseñados de manera que sean el medio más exacto y representativo para medir la cantidad de precipitación. Por tanto, cada emplazamiento debe utilizar un medidor de precipitación en paralelo al muestreador de la química de precipitación. El volumen del muestreador de la química de precipitación se utiliza para calcular el flujo de deposición húmeda solamente cuando se producen fallos en el medidor normalizado o este esté temporalmente inutilizable. Esas circunstancias deben documentarse en el registro de datos.

La mayor prioridad del Programa de Química de la Precipitación de la VAG es recoger una muestra exclusivamente húmeda a diario (cada 24 horas); la retirada de la muestra se realiza a una hora establecida cada día, preferiblemente las 0900, hora local. Si no se tienen recursos para recoger y analizar las muestras a diario, la siguiente mayor prioridad será establecer períodos de muestreo de varios días, sin superar una semana. En OMM (2004b) se describen protocolos alternativos de muestreo. La recogida diaria de muestras reduce el potencial de degradación de especies químicas lábiles y de otros cambios físicos y químicos en la muestra mientras permanece en el muestreador. Además de reducir la probabilidad de degradación de la integridad de la muestra, el protocolo de muestreo diario ofrece datos más valiosos. El análisis de la trayectoria de las tormentas y la modelización fuente-receptor son mucho menos complicados cuando aumenta la probabilidad de que la precipitación proceda de un solo evento o una sola tormenta. Cuando las muestras son de varios días o una semana, aumenta la probabilidad de que contengan precipitación de diferentes tormentas, cada una de ellas con distintas condiciones meteorológicas. Además, los datos diarios pueden integrarse matemáticamente para determinar promedios semanales o de más largo plazo, pero los datos semanales no pueden diferenciarse en componentes diarios sin un elevado componente hipotético.

Los recipientes empleados para recoger, almacenar y enviar las muestras deberían ser irrompibles y se han de poder sellar para evitar fugas de líquidos o gases. Se recomienda emplear recipientes de polietileno de alta densidad. Todos los recipientes deben limpiarse con agua desionizada de calidad conocida y garantizada. En el informe (OMM, 2004b) figuran descripciones detalladas de los procedimientos de limpieza de los recipientes y para garantizar el mantenimiento de las normas de limpieza durante todo el proceso de recogida, almacenamiento y envío de las muestras.

### 16.5.2 Análisis químico

Para el análisis de las muestras de precipitación de la VAG se recomiendan los parámetros químicos siguientes: pH, conductividad, sulfato, nitrato, cloro, amoníaco, sodio, potasio, magnesio y calcio. Los análisis de formiato y acetato se recomiendan en zonas donde puede haber elevadas concentraciones de ácidos orgánicos. En algunas zonas también pueden ser importantes las concentraciones de nitrito, fosfato y flúor, aunque actualmente la VAG no exige su análisis. En el cuadro 16.2 se indican los métodos analíticos preferidos.

La experiencia obtenida de redes regionales e intercomparaciones de laboratorio en el pasado indica que la medición del pH en la precipitación es difícil, debido principalmente a la baja fuerza iónica de las muestras. Además, las muestras pueden degradarse por la actividad biológica, así que deben permanecer refrigeradas hasta el momento del análisis, que se realiza a temperatura ambiente. La medición del pH debe efectuarse antes de que transcurran dos días desde la llegada de la muestra al laboratorio.

Se comercializan medidores de pH con distintas especificaciones y opciones. El medidor de pH debería tener ajustes de desvío lateral e inclinación, y ha de medir hasta  $\pm 0,01$  unidades de pH. Suele ser preferible utilizar electrodos combinados que contengan tanto el electrodo de medición como el de referencia, ya que requieren una cantidad menor de la muestra, pero también puede emplearse un conjunto de dos electrodos. El electrodo de vidrio de medición es sensible a los iones de hidrógeno, y el electrodo de referencia puede ser de calomelano o de plata o cloruro de plata. Ahora se comercializan electrodos de baja fuerza iónica. También pueden utilizarse otros electrodos de referencia, siempre que tengan un potencial constante.

**Cuadro 16.2. Parámetros químicos cuyo análisis se exige en el Programa de Química de la Precipitación de la VAG y métodos recomendados**

<i>Analito</i>	<i>Situación</i>	<i>Métodos recomendados<sup>a</sup></i>
pH	Obligatorio	Electrodo de vidrio
Conductividad	Obligatorio	Celda de conductividad
Alcalinidad	Opcional	Titulación
Cl <sup>-</sup> , NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Obligatorio	IC
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	Obligatorio	IC, AC
Na <sup>+</sup> , K <sup>+</sup> , Ca <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup>	Obligatorio	IC, ICP, AAS/AES
Ácidos orgánicos <sup>b</sup>	Opcional	IEC, IC
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> , F <sup>-</sup>	Opcional	IC
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	Opcional	IC, AC

Notas:

- a IC = cromatografía iónica; AC = colorimetría automatizada; ICP = espectrometría con plasma acoplado inductivamente; IEC = cromatografía de exclusión de iones; AAS = espectrometría de absorción atómica; AES = espectrometría de emisión atómica.
- b En zonas con elevadas concentraciones de ácidos orgánicos se recomienda analizar el formiato y el acetato.

Al seleccionar un electrodo, se ha de confirmar su capacidad para medir soluciones de baja fuerza iónica midiendo un material de referencia certificado. El período de respuesta debe ser menor que 1 minuto y no debería ser necesario añadir cloruro de potasio (KCl).

La conductividad de una solución es el valor recíproco de la resistencia específica y puede medirse directamente empleando un puente de conductividad equipado con una celda de medición. La conductividad varía según la temperatura de la solución y es proporcional a la concentración y a las especies de iones libres presentes en la solución. Dado que también depende del área de los electrodos y de la separación entre ellos, el conductímetro se debe calibrar para obtener la constante de la celda o ajustarlo. En la calibración se usa una solución de KCl de concentración y conductividad conocidas. La conductividad se mide y se expresa en unidades de microsiemens por centímetro ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ), corregida a 25 °C. El rango de conductividad de las muestras de precipitación es de 5 a 1 000  $\mu\text{S cm}^{-1}$ . En caso de pequeños volúmenes de muestra, la alícuota utilizada para medir la conductividad también puede servir para determinar el pH. En ese caso, debería medirse primero la conductividad para evitar posibles errores debidos a la contaminación salina del electrodo de pH.

El equipo utilizado para medir la conductividad consta de lo siguiente:

- un conductímetro (con un rango de 0,1 a 1 000  $\mu\text{S cm}^{-1}$ ; o, mejor aún, de 0,01 a 1 000  $\mu\text{S cm}^{-1}$ ). La precisión debe ser como máximo del 0,5% del rango y la exactitud, del 1% del rango;
- una celda de conductividad (si se prevé que los valores de las muestras de precipitación sean muy bajos en su mayoría ( $<20 \mu\text{S cm}^{-1}$ ) se han de usar celdas de conductividad especiales, con una constante baja);
- un termómetro (0 °C a 40 °C / 0,1 °C);
- un baño de agua a 25 °C;
- un recipiente de polietileno o de vidrio cuyo diámetro se corresponda al de la celda.

La cromatografía iónica se ha utilizado mucho en los últimos años para analizar los aniones y cationes principales de la precipitación, generalmente en combinación con la detección electroquímica.

El sulfato, el nitrato, el cloro y otros aniones de la precipitación se separan en una columna de intercambio iónico debido a las diferencias de afinidad con el material de intercambio. El material que se suele utilizar para la separación de aniones es un polímero recubierto de granos activos de amonio cuaternario. Tras la separación, los aniones pasan por un supresor que intercambia todos los cationes por iones de  $\text{H}^+$ . En la actualidad, en lugar de columnas de intercambio catiónico de ácido fuerte, se usan supresores de micromembrana y autorregenerativos con regeneración química o electroquímica. Como resultado de la reacción de supresión, llegarán al detector de conductividad los ácidos correspondientes de los iones eludidos y del cloro, el nitrato y el sulfato. La menor conductividad básica y las mayores señales analíticas permiten ahora detectar los aniones también en el rango más bajo de microgramo por litro ( $\mu\text{g L}^{-1}$ ).

Se comercializan varios tipos de intercambiadores de aniones con distintas propiedades. El tiempo correspondiente a un análisis y la calidad de la separación de señales individuales dependen del tipo de columna y del eluyente, así como de la concentración y la velocidad de flujo del eluyente.

Los aniones que tengan un tiempo de retención similar al de los aniones principales de la solución pueden causar interferencias. Por ejemplo, cuando hay  $\text{NO}_2^-$  presente, su elusión se produce justo después del  $\text{Cl}^-$ , lo que puede originar un pico asimétrico. Excepcionalmente, cuando la concentración de  $\text{Cl}^-$  es muy elevada respecto a la del  $\text{NO}_3^-$ , también puede influir en la determinación del  $\text{NO}_3^-$ . Debería consultarse el manual para ver cómo solucionan este problema los distintos programas de integración.



Si se maneja con cuidado, con una misma columna de separación de aniones pueden realizarse hasta varios miles de análisis. El método más eficaz para proteger la columna es utilizar una precolumna. Los fabricantes ofrecen información detallada al respecto en los manuales de las columnas.

El principio de medición de los cationes es el mismo que para la determinación de los aniones, con la excepción de que se emplean distintos materiales para la columna y que con frecuencia se omite la columna de supresión. El material que se suele usar para la separación de cationes es una resina de intercambio catiónico con grupos de superficie activa. Cuando se utilizan ciertos tipos de columnas, un detector de conductividad detecta los iones de sodio, amoníaco, potasio, calcio y magnesio sin cambiar el eluyente. En otros tipos, los cationes monovalentes ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{K}^+$ ) se detectan utilizando un eluyente, y los cationes divalentes ( $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ ) con otro eluyente (por su superior afinidad con la resina).

Los cationes que tengan un tiempo de retención similar al de los cationes principales pueden causar interferencias. Por ejemplo, en muestras con elevadas concentraciones de  $\text{Na}^+$ , el pico de  $\text{NH}_4^+$  es asimétrico y provoca con frecuencia errores significativos. En ese caso, la medición con un eluyente más diluido podría mejorar la separación de los picos.

Los niveles de sodio, potasio, magnesio y calcio en la precipitación suelen analizarse con métodos de espectrometría atómica. Pueden emplearse métodos de llama (espectrometría de absorción atómica y espectrometría de emisión atómica) y de plasma (espectrometría de emisión atómica con plasma acoplado inductivamente y espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente). La cromatografía iónica no ofrece ventajas especiales para estos iones, en términos de sensibilidad, precisión ni exactitud, respecto a los métodos de espectrometría, aunque el análisis de todos los iones de una vez no es posible con los métodos de espectrometría de absorción atómica o espectrometría de emisión atómica de llama (métodos para un solo elemento).

Los iones de la solución de la muestra se transforman en átomos neutros en una llama de aire/acetileno. La luz de una lámpara de cátodo hueco o de descarga sin electrodo se pasa a través de la llama. En el modo de espectrometría de absorción atómica, la absorción de la luz de los átomos en la llama se mide con un detector situado tras un monocromador en la longitud de onda apropiada. La absorción de la luz es proporcional a la concentración iónica de la muestra. En el modo de espectrometría de emisión atómica, se mide la luz emitida por los átomos excitados de la llama. La mayoría de los instrumentos comerciales pueden funcionar en ambos modos. La espectrometría de emisión atómica es el modo preferible para medir el sodio.

En la espectrometría de absorción atómica pueden producirse interferencias tanto químicas como por ionización. Esas interferencias están ocasionadas por otros iones de la muestra, que reducen el número de átomos neutros de la llama. La interferencia por ionización se evita añadiendo una cantidad relativamente elevada de un elemento fácilmente ionizable a las muestras y las soluciones de calibración. Para determinar el sodio y el potasio se añade cesio. A fin de eliminar las interferencias químicas del aluminio y el fosfato, puede añadirse lantano a las muestras y soluciones de calibración para el calcio y el magnesio.

Los ácidos fórmico y acético ( $\text{HCOOH}$  y  $\text{CH}_3\text{COOH}$ , respectivamente) son importantes componentes químicos de la precipitación tanto en regiones continentales como marinas. Los datos empíricos disponibles sugieren que ambos compuestos se originan principalmente de fuentes biogénicas naturales; tanto las emisiones directas (sobre los continentes) como las emisiones de compuestos precursores parecen ser importantes. La quema de biomasa y de combustibles fósiles también provoca la emisión a la atmósfera de ácidos carboxílicos o sus precursores.

Los ácidos carboxílicos en la precipitación son muy inestables y desaparecen rápidamente de muestras no conservadas. A fin de generar datos fiables, las muestras de precipitación deben recogerse diariamente o para cada episodio y conservarse de inmediato mediante la adición de un biocida, como el cloroformo ( $\text{CHCl}_3$ ). Normalmente, alícuotas de 250 ml de la muestra (o menos, para episodios de poco volumen) se tratan con 0,5 ml de  $\text{CHCl}_3$ . A continuación, las muestras se sellan perfectamente y se refrigeran hasta su análisis.



Las especies carboxílicas pueden analizarse bien mediante cromatografía iónica (con un eluyente diluido) o bien mediante cromatografía de exclusión de iones. No obstante, el acetato y el propionato típicamente se coeluyen en el análisis mediante cromatografía iónica, lo que hace imposible su resolución cuantitativa. El método de cromatografía de exclusión de iones muestra menos interferencias relacionadas con la coelución de especies, por lo que es preferible para el análisis de las muestras de precipitación.

Para el análisis por cromatografía de exclusión de iones, las muestras se añaden a un eluyente de ácido clorhídrico (HCl) que fluye a continuación a través de una columna de separación, una columna de supresión y un detector. La resina de la columna separadora separa los aniones por el principio de exclusión de Donnan; los aniones se retienen y se separan secuencialmente según sus valores de  $pK_a$  e interacciones van der Waals con la resina. Los aniones de ácidos más fuertes con menor  $pK_a$ , como el ácido sulfúrico ( $H_2SO_4$ ), el ácido nítrico ( $HNO_3$ ) y el HCl, se excluyen efectivamente y se coeluyen en la primera parte del cromatograma; los de ácidos más débiles con mayor  $pK_a$ , como el HCOOH y el  $CH_3COOH$ , se eluyen en partes posteriores del cromatograma. La columna de supresión incorpora una resina de intercambio catiónico con plata añadida a los granos de intercambio; el  $H^+$  se intercambia con la plata; la plata liberada reacciona posteriormente con el  $Cl^-$  en el eluyente para generar cloruro de plata (AgCl), que se precipita en la columna. Los analitos ácidos salen del supresor en una corriente de agua desionizada. La detección se realiza por conductividad.

## 16.6 AEROSOLES

Los aerosoles atmosféricos son importantes para una amplia gama de cuestiones, como el cambio climático mundial, la acidificación, la calidad del aire a escala regional y local, y la salud humana. El impacto de los aerosoles en el clima se debe a sus efectos radiativos directos y a sus efectos indirectos sobre las propiedades de las nubes. Entre los problemas regionales se cuentan sus posibles repercusiones para la salud y la mortalidad humanas, e impactos ambientales, como el deterioro de la visibilidad. Las fuentes principales de aerosoles son, entre otras, las emisiones urbanas e industriales, el humo procedente de la quema de biomasa, la formación secundaria a raíz de los precursores de aerosoles gaseosos, la sal marina y el polvo. Algunos de los problemas pendientes son determinar las fuentes naturales de aerosoles y la fracción orgánica.

En el cuadro 16.3 figura una lista de parámetros de aerosoles cuya medición se recomienda en el Programa de la VAG. En OMM (2003b) y OMM (2011c), actualmente en fase de revisión, se ofrecen directrices exhaustivas para la medición de aerosoles<sup>1</sup>.

### 16.6.1 Medición química de los aerosoles

En la actualidad, el método más habitual y económico para determinar la composición química de los aerosoles sigue siendo la recogida en filtros de los aerosoles presentes en el aire, seguida del análisis en laboratorio, pese a la presencia bien documentada de artefactos. Los artefactos están vinculados con gran frecuencia a la presencia de especies semivolátiles que se condensan al tomar la muestra (artefacto positivo) o se evaporan del filtro después de recoger la muestra (artefacto negativo). Se han propuesto varios métodos para limitar esos artefactos, pero ninguno es de aplicación satisfactoria para todas las sustancias químicas presentes en los aerosoles.

La configuración óptima para la caracterización de las propiedades químicas de los aerosoles estaría compuesta por un conjunto de separadores para eliminar las especies condensables presentes en la fase gaseosa (limitando así los artefactos positivos) y filtros en serie que recogen tanto las partículas como las especies condensables reemitidas desde el primer filtro (que tienen en cuenta los artefactos negativos). Se han desarrollado filtros en serie, que constan de filtros y medios de captación de diversos tipos colocados alternativamente en grupos, para recoger los aerosoles y captar selectivamente los gases y los productos de la volatilización de los aerosoles.

<sup>1</sup> Consúltense las versiones más recientes en las publicaciones de la VAG (disponibles en: <http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/gaw-reports.html>).

**Cuadro 16.3. Lista de variables detalladas de aerosoles cuya medición a largo plazo se recomienda en la red mundial**

<i>Variable</i>	<i>Frecuencia de observación</i>
Espesor óptico del aerosol para diversas longitudes de onda	Continua
Concentración de masa en fracciones de dos tamaños (fina y gruesa)	Continua
Concentración de masa de los principales componentes químicos en fracciones de dos tamaños	Continua
Coefficiente de absorción de la luz para diversas longitudes de onda	Continua
Coefficiente de dispersión de la luz y de retrodifusión hemisférica para diversas longitudes de onda	Continua
Concentración del número de aerosoles	Continua
Distribución del tamaño del número de aerosoles	Continua
Concentración del número de núcleos de condensación de nubes para varios niveles de sobresaturación	Continua
Distribución vertical de la retrodifusión y la extinción de aerosoles	Continua
Composición química detallada por fracciones de tamaños	Intermitente
Dependencia de las variables de los aerosoles de la humedad relativa, especialmente la distribución del tamaño del número de aerosoles y el coeficiente de dispersión de la luz	Intermitente

*Fuente:* OMM (2011b)

En condiciones idóneas, la recogida de muestras de especies inorgánicas y carbonáceas se realiza con dos líneas de muestreo distintas, ya que se necesitan distintos tipos de separadores y filtros para analizar las especies de carbono elemental y carbono orgánico, y las especies inorgánicas. Podría emplearse una tercera línea para el muestreo y el análisis de la composición elemental de los aerosoles.

Resulta obvio que los métodos de limitación de artefactos pueden ser poco viables y son relativamente costosos. A los efectos de la VAG, teniendo en cuenta la lejanía y los recursos disponibles en diversos emplazamientos, el uso de separadores debería considerarse una mera recomendación, no un requisito imprescindible. No obstante, esto implica la existencia de artefactos de muestreo para cierto número de especies semivolátiles, en particular cuando las temperaturas del sistema de muestreo superan los 20 °C. Esa circunstancia debería especificarse cuando se notifican los datos al Centro Mundial de Datos sobre Aerosoles.

En el contexto de la VAG se aceptan líneas de muestreo de alto volumen y de bajo volumen. En aras de la sencillez, se sugiere emplear una técnica de diferenciación para separar las fracciones gruesas de las finas. Concretamente, debería usarse un filtro tras la entrada de diámetro aerodinámico de 10  $\mu\text{m}$ . Debería usarse un filtro paralelo detrás de la entrada adecuada para la fracción fina (es decir, de diámetro aerodinámico de 2,5  $\mu\text{m}$  a humedad relativa ambiente, o de 1,0  $\mu\text{m}$  en aire seco). El segundo filtro ofrecerá resultados sobre la fracción fina, mientras que la diferencia entre ambos filtros será el resultado de la fracción gruesa. En el caso de muestras de gran volumen, el uso de muestreadores dicótomos es una alternativa interesante para diferenciar las fracciones fina y gruesa de aerosoles.

Los muestreadores de bajo volumen son de aplicación más sencilla que los de alto volumen. Para la medición rutinaria de aerosoles a largo plazo en las estaciones de la VAG, se recomendó la recogida en paralelo de hasta tres conjuntos de filtros de 47 mm de diámetro mediante muestreadores de bajo volumen. Si los recursos financieros son limitados, las prioridades para el

muestreo mediante filtros se indican a continuación: i) filtros de teflón para análisis gravimétricos e iónicos; ii) filtros de fibra de cuarzo para análisis de aerosoles carbonáceos; y iii) filtros de teflón para análisis elemental. Cada conjunto constaría, idóneamente, de dos filtros, uno para una masa total inferior a  $10\ \mu\text{m}$  de diámetro y otro para la fracción fina. La separación se realizaría utilizando los filtros detrás de las entradas de cada tamaño. Los muestreadores de alto volumen suelen ser más costosos y con frecuencia no es viable utilizar más de un conjunto de muestreador en paralelo. Por ese motivo, se recomienda utilizar muestreadores de alto volumen con filtros de fibra de cuarzo tanto para análisis de especies inorgánicas como de carbono elemental y carbono orgánico. Cabe señalar que no se comercializan separadores para muestreadores de alto volumen.

No se ofrecen recomendaciones para determinar el tiempo de muestreo, ya que depende en gran medida del emplazamiento. En general, un tiempo de muestreo más breve (24 a 48 horas) ofrece información más fácil de usar en los modelos y debería ser preferible al muestreo de una semana, aunque sea discontinuo. Los filtros deberían retirarse del dispositivo de muestreo poco después de la recogida y almacenarse a una temperatura de entre  $0\ ^\circ\text{C}$  y  $5\ ^\circ\text{C}$  si el análisis no puede realizarse de inmediato. Deberían realizarse periódicamente análisis de muestras en blanco para controlar la contaminación. Preferiblemente, las muestras en blanco se preparan montando filtros en el muestreador con la bomba apagada. Se recomienda analizar una muestra en blanco cada 10 muestras.

Se recomienda encarecidamente medir una lista de sustancias químicas básicas de aerosoles en cada estación de aerosoles de la VAG: i) masa; ii) especies iónicas principales; iii) componentes carbonáceos, y iv) aerosoles de polvo.

La *concentración de masa de los aerosoles en la atmósfera* es claramente un parámetro fundamental en el programa de medición de la VAG. Se recomienda su medición gravimétrica en filtros de teflón. Se expresa en unidades de microgramo por metro cúbico ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ), donde el volumen se relaciona con la TPN. En OMM (2011c) figuran las directrices actualizadas para la medición de la concentración de masa mediante el análisis gravimétrico de filtros de teflón.

La microbalanza de elemento cónico oscilante se ha utilizado generalmente para la medición de la masa de los aerosoles. Este instrumento permite realizar mediciones continuas y ofrece datos con una elevada resolución temporal. La microbalanza de elemento cónico oscilante original tiene un ajuste de temperatura recomendado de  $50\ ^\circ\text{C}$ . Existen pruebas de que los componentes semivolátiles de los aerosoles se pierden de las mediciones de la microbalanza de elemento cónico oscilante a esa temperatura. La explicación más probable es que los aerosoles pierden los componentes orgánicos semivolátiles, los nitratos y el agua durante el muestreo. En modelos más nuevos de microbalanza de elemento cónico oscilante, la temperatura de funcionamiento se ha reducido a  $30\ ^\circ\text{C}$  a fin de limitar la pérdida de componentes semivolátiles. Además, un cambio repentino en la humedad relativa ambiente puede generar lecturas negativas de masa en el instrumento. Se han realizado nuevas modificaciones para secar las partículas de aerosoles antes de la medición, lo que reduce el efecto de la humedad relativa ambiente.

También se ha comercializado un instrumento de otro tipo para medir la masa continua, el medidor  $\beta$ . Funciona con el principio de la atenuación de rayos  $\beta$  por una capa de aerosol. La fuente de rayos  $\beta$  suele ser la desintegración de  $^{14}\text{C}$  o  $^{85}\text{Kr}$ , y la atenuación puede calibrarse con una masa conocida. La toma de muestras puede hacerse con filtros simples o cintas de filtros, y el rayo  $\beta$  que pasa por el filtro se monitoriza continuamente. Los medidores  $\beta$  sufren las mismas dificultades inherentes que la microbalanza de elemento cónico oscilante en lo que respecta a la volatilización. Sin embargo, la comparación con los métodos gravimétricos suele producir resultados razonablemente equiparables. En OMM (2011c) pueden consultarse directrices actualizadas para la medición de la concentración de masa con atenuación beta (con el modelo BAM-1020 de Met One Instruments).

La *concentración de las principales especies inorgánicas* es uno de los datos básicos recomendados para las estaciones de la VAG. Las principales especies iónicas son sulfato, nitrato, cloro, sodio, amoníaco, potasio, magnesio y calcio. Esta selección se basa en el hecho de que los procedimientos analíticos de esas especies ya están bien establecidos. Aún más importante es que, en la mayoría de las condiciones atmosféricas, este grupo de iones constituye

previsiblemente la mayor parte de la masa de los aerosoles y las mediciones son, en este caso, una actividad importante para la reconstrucción másica del aerosol. Como ya se ha mencionado, la medición cuantitativa del nitrato con técnicas de filtro sigue siendo problemática y registra un nivel de incertidumbre elevado.

En el Programa de la VAG, se recomienda hacer los análisis mediante cromatografía iónica como enfoque más económico. Esta técnica tiene la ventaja de la especificidad química y un costo relativamente reducido por análisis, y ha madurado hasta el punto de que se conocen razonablemente bien las sensibilidades para cada especie iónica, el costo y el mantenimiento. Si se configura adecuadamente, permite analizar todas las especies iónicas recomendadas con la inyección de una sola muestra. Existen técnicas analíticas alternativas, pero su uso puede generar diferencias sistemáticas entre las estaciones de la VAG. Cada laboratorio tiene la responsabilidad de documentar la equivalencia de esas técnicas alternativas, como la espectrometría de absorción atómica o la espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente, con la cromatografía iónica, siempre que las utilicen. La calibración de los instrumentos de cromatografía iónica forma parte de los procedimientos operativos normalizados de todos los laboratorios y cada uno de ellos debe aplicar procedimientos de control de calidad que garanticen la exactitud de la calibración. Las recomendaciones para la VAG son similares a las indicadas en OMM (2004b) para la química de la precipitación. Además, los protocolos para la extracción de los filtros deberían documentarse bien.

Están apareciendo instrumentos para la medición continua y semicontinua del sulfato, el nitrato y el carbono orgánico en aerosoles. En particular, los avances en la espectrometría de masas de aerosoles han dado lugar al desarrollo de instrumentos que pueden utilizarse con fines de vigilancia, dado que ofrecen mediciones cuantitativas de la masa total y la distribución del tamaño de la composición química no refractaria en el rango de tamaño inferior a la micra. Por ejemplo, el instrumento detector de la especificación química de aerosoles (ACSM) es una versión sencilla de la espectrometría de masas de aerosoles que puede informar sobre la carga de masa por especie química y sobre el espectro de masa de los aerosoles con una resolución temporal de una hora. Todavía no existen procedimientos operativos normalizados para dicho instrumento ni otros instrumentos de la espectrometría de masas de aerosoles, pero está claro que el método es adecuado para la vigilancia a largo plazo y no cabe duda de que dará lugar a que se modifiquen los procedimientos de especificación química de los aerosoles en el futuro.

La *concentración de especies carbonáceas* (con fracciones tanto elementales como orgánicas) es otro de los datos básicos recomendados en las estaciones de la VAG. Estas especies siguen siendo las menos conocidas y más difíciles de caracterizar de los componentes químicos de los aerosoles. La masa de carbono total de los aerosoles se divide en tres fracciones: carbonatos inorgánicos, carbono orgánico y una tercera fracción que, en la documentación científica, recibe los ambiguos nombres de carbono elemental, carbono negro, hollín o carbono refractario, y cuya definición no es clara. Petzold y otros (2013) propusieron recomendaciones sobre el uso adecuado de la terminología para las especies relacionadas con el carbono negro a fin de aclarar los términos utilizados en la investigación sobre la atmósfera; recomiendan que el término "carbono negro" se utilice solamente en un sentido cualitativo y que, al notificar resultados cuantitativos, se utilicen términos relacionados con la técnica de medición. Según esta terminología, pueden emplearse métodos termo ópticos para derivar la fracción de carbono total y carbono orgánico y carbono elemental en los filtros de aerosoles atmosféricos. Si se utilizan métodos ópticos, el componente con capacidad de absorción de luz se denomina carbono negro equivalente, aunque el método óptico no es específico para el carbono.

En el Programa de la VAG se recomienda medir el carbono total, el carbono orgánico y el carbono elemental, sin tener en cuenta el componente de carbono inorgánico, de menor importancia relativa y mayor dificultad, ni la cuestión más complicada de la especificación del carbono orgánico. Se recomienda tomar la muestra de materiales carbonáceos de los aerosoles mediante filtros de cuarzo, precalentados a una temperatura de entre 350 °C y 400 °C durante 2 horas, y con la misma frecuencia de muestreo que los filtros de teflón. El filtro de cuarzo puede analizarse para determinar el carbono total mediante la técnica de evolución térmica. La concentración de masa del carbono total se obtiene por oxidación térmica del carbono, habitualmente a 750 °C en presencia de un catalizador, a dióxido de carbono medible. La detección del dióxido de carbono

tras la evolución se realiza de dos formas: bien mediante la reducción a metano en presencia de un catalizador, y a continuación empleando un detector de ionización de llama, o bien mediante detección directa con detectores de gases no dispersivos en el infrarrojo.

La medición de los componentes de carbono total (carbono orgánico y carbono elemental) es más difícil que la del carbono total (Schmid y otros, 2001). La diferenciación de las fracciones se realiza por volatilización/pirólisis a temperatura controlada, seguida de la oxidación con un catalizador a  $\text{CO}_2$  y la detección mediante un analizadores de gases no dispersivos en el infrarrojo o bien, en algunos instrumentos, de una nueva reducción con catalizador del  $\text{CO}_2$  a  $\text{CH}_4$  y su detección final mediante un detector de ionización de llama. Se utilizan distintos programas de temperatura controlada. En la actualidad, la VAG recomienda el empleo de una de las tres técnicas termo ópticas: el protocolo IMPROVE (Vigilancia interinstitucional de los entornos visuales protegidos) (Chow y otros, 1993; Chow y otros, 2005), el protocolo del NIOSH (Instituto Nacional para la Seguridad y Salud Ocupacional) (Birch y Cary, 1996) y el protocolo de EUSAAR-2 (Superemplazamientos europeos para la investigación de los aerosoles atmosféricos) (Cavalli y otros, 2010). Los resultados de la determinación de carbono total obtenidos entre los protocolos IMPROVE, NIOSH y EUSAAR-2 son relativamente coincidentes, pero difieren en gran medida en la determinación del carbono elemental (Chow y otros, 2001). Dado que el carbono elemental constituye una fracción relativamente reducida del carbono total, la determinación del carbono orgánico mediante los tres protocolos también es comparable. Se acepta que los protocolos IMPROVE y EUSAAR-2 son los más adecuados para emplazamientos de fondo no urbanos, mientras que el del NIOSH se aplica a muestras de emplazamientos urbanos en la Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos. Por tanto, el uso de IMPROVE o EUSAAR-2 puede ser preferible al NIOSH en estaciones mundiales remotas de la VAG. Los protocolos EUSAAR-2 e IMPROVE empleados para determinar el carbono elemental pueden ofrecer resultados diferentes, pero deberían utilizarse en preferencia respecto a técnicas alternativas. Si se utiliza un enfoque alternativo para las mediciones del carbono orgánico, se recomienda efectuar la determinación periódica del carbono orgánico mediante uno de los métodos termo ópticos, para que puedan compararse los resultados. Este es también el caso de las técnicas de espectrometría de masas de aerosoles antes de que exista protocolo normalizado bien establecido.

El uso de métodos ópticos para la estimación del carbono negro equivalente implica medir las variaciones en la transmisión óptica de un depósito de partículas en un filtro (absorción) y aplicar una eficiencia másica de absorción específica para el tipo de instrumento y para el emplazamiento a fin de derivar el carbono negro equivalente. La derivación de la concentración másica de carbono negro equivalente de las mediciones de absorción de luz se basa en dos hipótesis fundamentales: i) el carbono negro es la única especie responsable de la absorción de luz del aerosol, y ii) el carbono negro de la muestra tiene la misma eficiencia másica de absorción que los patrones utilizados en las calibraciones en laboratorio del instrumento de absorción. Estas hipótesis pueden evaluarse mediante la determinación experimental de la eficiencia másica de absorción, efectuando mediciones simultáneas de la absorción de luz y del carbono elemental, como se ha descrito anteriormente. En emplazamientos donde no se determinan habitualmente las concentraciones de carbono elemental en filtros de fibra de cuarzo, la recogida menos frecuente de los filtros puede servir para derivar valores de la eficiencia másica de absorción específicos para el emplazamiento y la temporada. Así, para las mediciones del carbono negro equivalente realizadas en la VAG, los valores derivados experimentalmente de la eficiencia másica de absorción en un emplazamiento son esenciales para estimar la concentración másica de carbono negro a raíz de las mediciones de absorción de luz.

El empleo de métodos de incandescencia, como el fotómetro de partículas individuales de hollín, o de técnicas de volatilidad, como el medidor de tamaño de partículas en función de su movilidad eléctrica, puede aportar información sobre el material refractario presente en el aerosol, pero su uso para las actividades de vigilancia en las estaciones de la VAG sigue siendo problemático, dado que no existen protocolos normalizados ni una intercomparación uniforme con las técnicas termo-ópticas.

Las muestras de *aerosoles de polvo* pueden recogerse con relativa facilidad sin los problemas planteados por los componentes de aerosoles más semivolátiles, como los orgánicos y el nitrato de amonio. Para las estaciones de la VAG, se recomienda emplear un enfoque de análisis de varios elementos a fin de determinar el componente de polvo mineral. Los filtros de teflón



deberían analizarse para determinar como mínimo cuatro de los elementos principales de la corteza, aluminio, silicio, hierro, titanio y escandio, y los elementos relacionados, sodio, magnesio, potasio y calcio. No se recomienda ninguna técnica analítica específica, ya que hay una buena selección de ellas, como la emisión de rayos X inducida por protones, el análisis por activación neutrónica instrumental, la fluorescencia de rayos X, la espectrometría de absorción atómica y la espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente. Esas técnicas suelen ser de alta sensibilidad para los elementos de la corteza, pero no todas detectan todos los elementos necesarios y, según la disponibilidad, tal vez sea necesario combinar dos o más.

### 16.6.2 Medición *in situ* de las propiedades radiativas de los aerosoles

Las siguientes propiedades radiativas de los aerosoles son necesarias para los estudios climáticos, todas ellas en múltiples longitudes de onda de todo el espectro visible:

- a) El coeficiente de extinción del aerosol ( $\sigma_{ep}$ ) y sus dos componentes (dispersión y absorción).
- b) El espesor óptico del aerosol ( $\delta$ , véase la sección 16.6.5), definido como la integral de la columna vertical del coeficiente de extinción del aerosol.
- c) El albedo de dispersión simple del aerosol ( $\omega_o$ ), definido como  $\sigma_{sp}/(\sigma_{ap} + \sigma_{sp})$ , describe las contribuciones relativas de la dispersión y la absorción al total de extinción. Los aerosoles estrictamente de dispersión (como el ácido sulfúrico) tienen valores de 1, mientras que los que absorción muy elevada (como el carbono negro) tienen valores en torno a 0,3.
- d) Los modelos de transferencia radiativa habitualmente requieren una de las dos propiedades integrales siguientes de la distribución angular de la luz dispersada (función de fase): el factor de asimetría ( $g$ ) o la fracción de dispersión hacia el espacio ( $\beta$ ). El factor de asimetría es la media del coseno ponderado de la función de fase, y su valor abarca desde  $-1$  para la luz totalmente retrodispersada hasta  $+1$  para luz de dispersión íntegramente frontal. La fracción de dispersión hacia el espacio expresa la fracción de luz solar que se dispersa en vertical (hacia el espacio), lo que depende del ángulo cenital solar así como de la distribución por tamaño y la composición química de las partículas. Puede calcularse a partir de la fracción de retrodispersión hemisférica ( $b$ ).
- e) La eficiencia másica de dispersión para las especies  $i$ , ( $\alpha_{si}$ ), se utiliza en los modelos de transporte químico para evaluar los efectos radiativos de cada especie química pronosticados por el modelo. Con frecuencia se calcula como la pendiente de la línea de regresión lineal que relaciona el coeficiente de dispersión de luz del aerosol ( $\sigma_{sp}$ ) con la concentración másica de las especies químicas (aunque se prefiere la regresión lineal múltiple, para tener en cuenta la covarianza de algunas especies químicas). Este parámetro se expresa en unidades de metro cuadrado por gramo.
- f) La eficiencia másica de absorción para las especies  $i$ , ( $\alpha_{ai}$ ), se utiliza en los modelos de transporte químico para evaluar los efectos radiativos de cada especie química pronosticados por el modelo. Con frecuencia se calcula como la pendiente de la línea de regresión lineal que relaciona el coeficiente de absorción de luz del aerosol ( $\sigma_{ap}$ ) con la concentración másica de las especies químicas (aunque se prefiere la regresión lineal múltiple, para tener en cuenta la covarianza de algunas especies químicas). Este parámetro se expresa en unidades de metro cuadrado por gramo.
- g) La dependencia funcional de los componentes del coeficiente de extinción del aerosol ( $\sigma_{ep}$ ,  $\sigma_{sp}$ ,  $\sigma_{ap}$ ) de la humedad relativa,  $f(RH)$ , expresada en múltiplos del valor a una baja humedad relativa de referencia (habitualmente  $< 40\%$ ).

El coeficiente de dispersión de luz del aerosol se mide con un nefelímetro integrador. Los nefelímetros integradores se han venido utilizando en las estaciones de vigilancia de referencia desde que se instaló un instrumento de cuatro longitudes de onda en el Observatorio Mauna Loa de la NOAA, en 1974. En la actualidad, en la red mundial de la VAG hay en torno a cuatro docenas de emplazamientos que vigilan el  $\sigma_{sp}$  habitualmente en todo el mundo. Algunos

utilizan equipos de una sola longitud de onda, pero la mayoría miden el  $\sigma_{sp}$  en tres longitudes de onda. El nefelímetro integrador de longitudes de onda múltiples del fabricante TSI modelo 3563 funciona a longitudes de onda de 450, 550 y 700 nm y, como prestación añadida, puede medir el  $\sigma_{sp}$  en dos rangos angulares: dispersión total ( $7^\circ$  a  $170^\circ$ ) y retrodispersión hemisférica ( $90^\circ$  a  $170^\circ$ , expresada como  $\sigma_{bsp}$ ). El nefelímetro integrador Aurora 3000, fabricado por Ecotech, realiza mediciones comparables. Aunque no existen instrumentos que permitan determinar directamente  $g$  o  $\beta$ , puede emplearse la relación  $b = \sigma_{bsp}/\sigma_{sp}$  para calcular cualquiera de los dos parámetros (en OMM (2011c) pueden consultarse directrices actualizadas para la medición). También se comercializan instrumentos más sencillos, menos costosos y de menor sensibilidad para una sola longitud de onda, que pueden aportar información útil sobre el coeficiente de dispersión de luz del aerosol en emplazamientos regionales donde las cargas de aerosoles permitan utilizar instrumentos menos sensibles.

En el mercado se ofrecen instrumentos capaces de determinar con alta resolución temporal el coeficiente de absorción de luz del aerosol, basados en la tasa de variación de la transmisión a través de un filtro de fibra a medida que las partículas se depositan en él. La calibración de estos métodos de filtro es difícil pero necesaria, ya que la relación entre la variación de la transmisión de la luz y el espesor óptico de absorción del aerosol en el filtro depende de numerosos factores, como el medio específico del filtro y las características de las partículas en materia de dispersión de la luz.

Un instrumento de uso habitual es el etalómetro. Al principio, este instrumento se calibraba en relación con una masa equivalente de carbono negro en lugar de con la propiedad fundamental que genera la respuesta instrumental: la absorción de luz del aerosol. Los primeros modelos de etalómetros tienen una respuesta en longitudes de onda muy amplia, en tanto que las versiones más recientes ofrecen mediciones de banda estrecha en múltiples longitudes de onda.

Otro instrumento de filtro existente en el mercado para determinar el  $\sigma_{ap}$  es el fotómetro de absorción en partículas de hollín que mide aerosoles en laboratorio con distintos albedos de dispersión sencilla, utilizando un patrón de calibración basado en la diferencia entre el  $\sigma_{ep}$ , medido con una celda de extinción de trayectoria larga, y el  $\sigma_{sp}$ , medido con un nefelímetro integrador. En OMM (2011c) se encontrarán directrices actualizadas para la medición con instrumentos que detectan las partículas de hollín.

Un último instrumento de filtro es el fotómetro de absorción multiangular, que utiliza una configuración óptica distinta del etalómetro y del fotómetro de absorción en partículas de hollín, y mide la reflectividad del filtro en dos ángulos diferentes, además de la transmisión del filtro. Las dos mediciones de la reflectividad permiten la corrección de los procesos de dispersión múltiple en los que se utilizan las partículas depositadas y la matriz de filtro. Este enfoque elimina la necesidad de un sistema de corrección basado en mediciones independientes del coeficiente de dispersión de luz del aerosol. El fotómetro de absorción multiangular funciona a una longitud de onda de 670 nm. En OMM (2011c) pueden consultarse directrices actualizadas para la medición con estos instrumentos.

Las mejoras recientes de un enfoque distinto para determinar el coeficiente de absorción de luz del aerosol, denominado espectroscopia fotoacústica, ofrecen una alternativa prometedora a los métodos de filtro. Pese a su menor sensibilidad, el método fotoacústico permite determinar el coeficiente de absorción de luz del aerosol mientras las partículas están suspendidas en el aire, lo que elimina los artefactos ocasionados por su depósito en el filtro. El método fotoacústico puede utilizarse en regiones donde los niveles de absorción de luz son moderadamente elevados y como patrón de calibración para los instrumentos de filtro.

### 16.6.3 Concentración del número y distribución por tamaño de las partículas

Los núcleos de condensación pueden detectarse tras la condensación del agua u otro vapor condensable (con frecuencia, un alcohol como el butanol) de una atmósfera sobresaturada en la partícula. La sobresaturación en contadores de núcleos de condensación, que también se denominan contadores de partículas de condensación, suele ser bastante elevada, en torno al 150%, lo que permite detectar partículas de tan solo unos nanómetros de diámetro.



Habitualmente se utilizan métodos ópticos para detectar las gotitas resultantes. Los primeros contadores se basaban en el conteo manual, bien *in situ* o bien en fotografía. El contador de Nolan-Pollak y sus derivados (como el contador de Gardner) se basan en la determinación de la extinción óptica de la nube resultante. En algunos contadores se utiliza la observación fotométrica de la luz dispersada por las gotitas. El método más satisfactorio consiste en el recuento individual de las partículas condensadas en un flujo continuo, que es el utilizado en los contadores de núcleos de condensación desarrollados a partir del diseño de Bricard y otros (Bricard y otros, 1976). Este procedimiento se emplea en la mayoría de los contadores de núcleos de condensación modernos existentes en el mercado y tiene la ventaja de permitir la determinación directa de las concentraciones de núcleos de condensación de hasta  $10^5 \text{ cm}^{-3}$ , aproximadamente (aunque los contadores más sencillos y de menor costo no suelen llegar a este límite).

Debido a la complejidad de la medición del número y la distribución por tamaño de las partículas, se recomienda realizarla únicamente en estaciones de la VAG que cuenten con programas de aerosoles muy desarrollados. Se dispone para ello de numerosos instrumentos en el mercado que utilizan una amplia gama de principios físicos con objeto de clasificar las partículas por tamaño. Algunos de los enfoques más conocidos utilizan la movilidad eléctrica de las partículas, el tamaño aerodinámico o la determinación óptica del tamaño por la dispersión de luz. Este último tipo incluye varios instrumentos relativamente pequeños y de bajo costo que utilizan diodos láser. Aunque cualquiera de estos enfoques de medición tiene potencial de aportar datos útiles al programa general de medición de aerosoles de la VAG, se supone que las estaciones que utilizan ese tipo de instrumentos tendrán un programa de aerosoles muy desarrollado que incluirá la documentación, la calibración y las medidas de control de calidad.

#### 16.6.4 Núcleos de condensación de nube

Las mediciones de núcleos de condensación de nube se realizan para determinar la concentración y establecer la climatología de las partículas que tienen el potencial de producir gotitas de nube en sobresaturaciones típicas de las nubes naturales, es decir, menores del 1%, aproximadamente. Dada la complejidad de la medición, se recomienda realizarla en estaciones de la VAG que tengan programas de aerosoles muy desarrollados. Anteriormente, las mediciones de núcleos de condensación de nube del Programa de la VAG se realizaban predominantemente mediante cámaras estáticas de gradiente térmico, que son adecuadas para el muestreo a frecuencias relativamente bajas y la determinación del espectro de núcleos de condensación de nube (diferencial) a baja resolución. Los instrumentos que utilizan el flujo continuo ofrecen otro enfoque, utilizado en un instrumento comercial que se está desarrollando en un creciente número de estaciones de la VAG. Es preferible emplear métodos de medición que dispongan de períodos de crecimiento de las gotas comparables a las nubes reales.

#### 16.6.5 Espesor óptico del aerosol

El espesor óptico del aerosol (EOA) se obtiene a partir de las observaciones de la transmisión espectral atmosférica. La irradiancia espectral solar  $I$  en una longitud de onda determinada se expresa de la siguiente forma:

$$I = I_0 \exp(-m\delta) \quad (16.3)$$

donde  $I_0$  es la irradiancia extraterrestre (parte superior de la atmósfera) del sol,  $m$  es la masa de aire óptica y  $\delta$  es el espesor óptico total. La masa de aire óptica equivale a 1 para una trayectoria vertical a través de la atmósfera y, en general, es proporcional a  $1/\cos z$ , donde  $z$  es el ángulo cenital del sol durante la observación. El espesor óptico total  $\delta$  a una longitud de onda determinada consta de varios componentes, como la dispersión por moléculas gaseosas  $\delta_R$  (dispersión de Rayleigh), la extinción por partículas de aerosol  $\delta_A$ , la absorción de gases traza  $\delta_G$  (ozono, dióxido de nitrógeno, etc.), y la posible contaminación de la nube. Así, el espesor óptico del aerosol se obtiene a partir del espesor óptico total restando las estimaciones obtenidas con modelos de los demás componentes  $\delta_A = \delta - \delta_R - \delta_G$ .

Puesto que el espesor óptico del aerosol es, básicamente, la diferencia entre dos números elevados, es sensible a pequeños errores de calibración y, en menor medida, a los métodos elegidos para realizar los modelos de los demás componentes. En las observaciones del espesor óptico del aerosol, debería mantenerse una incertidumbre de calibración trazable del 1,5%, correspondiente a una incertidumbre de 0,015 espesores ópticos en la unidad de masa de aire óptica (OMM, 2005).

En OMM (2003a) se han recomendado longitudes de onda y pasos de banda específicos para el espesor óptico del aerosol exentos en general de componentes de extinción variable (vapor de agua y  $\text{NO}_x$ ) y una elevada extinción de ozono. La Red de referencia para la medición de radiaciones en superficie y la red del radiómetro de filtro de precisión de la VAG (una red de observaciones del espesor óptico del aerosol con radiómetros de filtro de precisión) están utilizando cuatro canales de espesor a 368, 412, 500 y 862 nm. Aunque otras redes han seleccionado diferentes longitudes de onda adecuadas a sus necesidades específicas (validación de sensores en satélite, elaboración de modelos), la mayoría de las redes suelen disponer de mediciones a  $500 \pm 3$  nm y  $865 \pm 5$  nm.

La medición de la irradiancia espectral solar se hace tradicionalmente con radiómetros dirigidos al sol (fotómetros solares) montados en un seguidor solar de doble eje, con una tasa de muestreo de una vez por minuto, a fin de que admita un control de calidad objetivo y algoritmos de filtrado de la nube. Es más difícil conseguir un control de calidad homogénea con fotómetros solares de mano.

Los radiómetros de filtro rotativos con una banda que proporciona sombra miden la irradiancia espectral mundial y difusa en varias bandas de longitud de onda. La irradiancia normal directa obtenida por la diferencia entre la radiación mundial y difusa, normalizada por el ángulo cenital solar, puede servir para recuperar el espesor óptico del aerosol al igual que con fotómetros solares.

Pueden emplearse instrumentos más avanzados, como los radiómetros de exploración del cielo, para inferir propiedades ópticas adicionales del aerosol en columna, como la distribución por tamaño, el albedo de dispersión simple o la función de fase, mediante complejos modelos de inversión matemática.

Varios fabricantes comercializan fotómetros solares y radiómetros con banda de sombra y de exploración del cielo. Las redes mundiales, como la Red robótica de aerosoles (AERONET), la red del radiómetro de filtro de precisión de la VAG o SKYNET ofrecen servicios centralizados de evaluación de datos y calibración<sup>2</sup> para instrumentos normalizados (OMM, 2005).

### 16.6.6 Lidar de aerosoles de la Vigilancia de la Atmósfera Global

El principio básico del lidar es el siguiente: se transmite un impulso láser a la atmósfera, donde choca con moléculas gaseosas y partículas; una pequeña cantidad de esa energía es objeto de retrodispersión en la dirección del sistema receptor, habitualmente un telescopio, y se transfiere a un fotodetector que actúa como fotomultiplicador. La señal eléctrica resultante es proporcional a la potencia óptica recibida, que depende de la presencia, el alcance y la concentración de los elementos causantes de la dispersión y la absorción atmosférica en el volumen del haz de luz. Las técnicas de lidar pueden caracterizar los aerosoles atmosféricos por los valores de perfil vertical de los coeficientes de extinción y retrodispersión, relación de lidar, espesor óptico y propiedades microfísicas, como la forma, el índice de refracción y la distribución por tamaño, con una resolución temporal mínima de tan solo minutos y en escalas verticales mínimas de tan solo metros.

Las observaciones de lidar son mucho más potentes si se utilizan en redes coordinadas. Las redes de lidar son fundamentales para el estudio de los aerosoles a gran escala espacial y para la investigación de los fenómenos de transporte y modificación. Existen varias redes lidar de

<sup>2</sup> Véanse más detalles en el sitio web del Centro mundial de investigación y calibración sobre espesor óptico (en <http://www.pmodwrc.ch/worcc/index.html>).

investigación que contribuyen con la VAG: la Red Asiática de Lidar para la de Observación del Polvo y Aerosoles (AD-NET), la Red Latinoamericana de Lidar (LALINET o ALINE), la Red de Lidar de la Comunidad de Estados Independientes (CIS-LINET), la Red Europea Lidar de Investigación sobre Aerosoles (EARLINET), la Red de Microimpulsos Lidar (MPLNET), la Red para la detección de cambios en la composición de la atmósfera (NDACC) y la Red de Lidar del Centro Científico y Tecnológico de Teledetección Cooperativa (CREST) de la NOAA. Estas redes se coordinan en el marco de la Red de observación de lidares de aerosoles de la VAG (GALION; OMM, 2008b).

Existen varias técnicas distintas de lidar, según el diseño específico del instrumento y, principalmente, el proceso específico de dispersión del láser en la atmósfera.

### **Lidar de retrodispersión elástica**

Es el tipo más sencillo de lidar de aerosoles: la longitud de onda retrodispersada es idéntica a la transmitida, y la magnitud de la señal recibida en un rango determinado depende de la sección transversal de retrodispersión de los elementos causantes de la dispersión a lo largo del haz de la trayectoria hasta ese rango. Las longitudes de onda en el funcionamiento típico son de 355, 532 y 1 064 nm. El producto típico del lidar de retrodispersión es el perfil vertical del coeficiente de retrodispersión del aerosol obtenido para un valor hipotético de la relación de lidar, es decir, la relación entre la extinción y la retrodispersión, que se mantiene prácticamente constante durante todo el perfil y suele derivarse de una climatología existente obtenida con mediciones de un lidar Raman, que se describe a continuación. En este sentido, cabe subrayar que, sin una hipótesis a priori sobre la relación de lidar, este tipo de sistemas lidar no facilita datos cuantitativos de retrodispersión del aerosol.

### **Lidar de despolarización**

Se trata de lidares de retrodispersión elástica equipados con canales para la detección de los dos componentes paralelos y de polarización cruzada de la radiación retrodispersada. De esa manera, se proporciona información cuantitativa sobre la forma de las partículas, lo que contribuye en gran medida a la clasificación de los tipos de aerosoles y a la identificación de nubes finas que contaminan los perfiles. Un canal de despolarización permite discriminar la ceniza volcánica y otras partículas de aerosoles. Habitualmente funcionan a longitudes de onda de 355 y 532 nm. Los sistemas lidar de despolarización necesitan una calibración exacta.

### **Lidar Raman**

La técnica de lidar Raman mide la dispersión Raman inelástica de un gas específico. Habitualmente se utiliza la radiación retrodispersada Raman del nitrógeno (u oxígeno) molecular para recuperar el perfil vertical del coeficiente de extinción del aerosol que, una vez acoplado con la dispersión elástica recogida en la longitud de onda de la misma emisión, proporciona también el perfil vertical del coeficiente de retrodispersión del aerosol sin basarse en una relación de lidar hipotética. Las longitudes de onda típicas son 355 y 532 nm. La mayoría de los instrumentos lidar Raman existentes también están equipados con un canal de despolarización que facilita datos sobre la relación de despolarización lineal de las partículas. Se ha demostrado que las técnicas avanzadas lidar Raman de aerosol de múltiples longitudes de onda son las únicas capaces facilitar las propiedades microfísicas del aerosol resueltas en cuanto al rango. Es más, pueden diseñarse sistemas lidar Raman rotacionales para optimizar las mediciones de la extinción en condiciones diurnas.

### **Lidar de alta resolución espectral**

La técnica lidar de alta resolución espectral proporciona mediciones calibradas del espesor óptico del aerosol, la extinción y la retrodispersión. Las mediciones se calculan a partir de las relaciones de la dispersión de partículas con la dispersión molecular medida. Con ello se logra una calibración absoluta y se elimina la sensibilidad de la calibración a la suciedad

o la precipitación en la ventana de salida. El estrecho campo de visión angular reduce la contaminación de fuentes espúreas, como contribuciones de dispersión múltiples. El pequeño campo de visión, unido a un ancho de banda óptica reducido, casi elimina el ruido originado por la luz solar dispersada, lo que mejora la relación entre la señal y el ruido también durante las operaciones diurnas.

### Nefobasímetro

El nefobasímetro es básicamente un lidar de retrodispersión elástica que utiliza una fuente de diodo láser con emisión a longitudes de onda del infrarrojo (habitualmente 905 o 1 064 nm) con baja energía pero elevadas tasas de repetición (en unidades de microjulio de energía por impulso y de kilohercio para la repetición) y que detecta la radiación retrodispersada elástica de las nubes y la precipitación. Los nefobasímetros son dispositivos de teledetección activa en superficie, autónomos y preparados para su uso, diseñados para medir la altura de la base de las nubes y, potencialmente, las señales de retrodispersión por aerosoles. Aportan información cualitativa sobre la distribución vertical de los aerosoles. En general, los instrumentos más antiguos, que suelen ser menos potentes, ofrecen poca capacidad para detectar las capas de aerosoles en la atmósfera, mientras que los más modernos son bastante útiles para detectar la ceniza volcánica y el polvo, y hacer el seguimiento de los penachos de ceniza o polvo.

Todas estas tecnologías de lidar pueden aportar productos de datos adecuados para vigilar la distribución espacial y temporal de los aerosoles hasta la región de la troposfera superior o la estratosfera inferior y pueden caracterizarlos desde una perspectiva dinámica y microfísica. Su limitación principal está relacionada con la presencia de lluvia, niebla densa y nubes espesas (espesor óptico mayor que 2 o 3) que no permitan la vigilancia de la atmósfera por encima de la región de la base de las nubes. El rango de altitud de los instrumentos lidar está limitado en el mínimo por la altura de superposición (altitud en la cual el transmisor y el receptor se superponen plenamente) que suele ser de en torno a 250 a 500 m por encima del nivel del suelo, pero también podría alcanzar los 2 km sobre el suelo, según el diseño específico. El rango de altitud máxima depende en gran medida de la potencia del láser y del diseño óptico, pero puede ser de hasta 25 a 30 km para los sistemas de gran potencia. Es difícil dar estimaciones generales de la exactitud de los distintos productos lidar, porque dependen mucho de cada sistema y de las condiciones meteorológicas. En promedio, la incertidumbre de los coeficientes de extinción y retrodispersión es de aproximadamente el 20% (en el caso del lidar Raman o el lidar de alta resolución espectral). La recuperación de las propiedades microfísicas solamente es posible si los datos ópticos tienen una incertidumbre menor que el 20% al 30%.

Productos lidar de aerosoles (véanse más detalles en el cuadro 16.4):

- a) propiedades geométricas:
  - i) identificación de capas (superior, inferior y central de la masa);
- b) perfiles de propiedades ópticas:
  - i) parámetros ópticos extensivos: coeficiente de retrodispersión del aerosol ( $\beta_a$ ), coeficiente de extinción del aerosol ( $\alpha_a$ );
  - ii) parámetros ópticos intensivos: relación de lidar, relación de despolarización lineal de las partículas ( $\delta_a$ ), exponente Ångström relacionado con la retrodispersión ( $\text{Å}_p$ ), exponente Ångström relacionado con la extinción ( $\text{Å}_\alpha$ ).
- c) propiedades ópticas en la capa identificada:
  - i) retrodispersión integrada, espesor óptico del aerosol;
  - ii) parámetros ópticos intensivos medios (relación de lidar, relación de despolarización lineal de las partículas, exponente Ångström relacionado con la retrodispersión, exponente Ångström relacionado con la extinción);

- d) clasificación de tipos de aerosoles;  
 e) estimación de la concentración másica;  
 f) recuperación de propiedades microfísicas.

**Cuadro 16.4. Productos lidar relacionados con técnicas lidar en superficie específicas  
 (nótese que (d) = solo diurno)**

<i>Técnicas lidar en superficie</i>	<i>Propiedades geométricas</i>	$\beta_a$	$\alpha_a$	<i>Relación de lidar<sup>a</sup></i>	<i>EOA</i>	$\dot{A}_\beta$	$\dot{A}_\alpha$	<i>Tipo<sup>b</sup></i>	<i>Propiedades microfísicas</i>
Nefobasímetro <sup>c</sup>	✓	✓ <sup>d</sup>							
Nefobasímetro + fotómetro solar	✓	✓	✓(d) <sup>f</sup>		✓(d)				
Nefobasímetro + fotómetro solar + lidar de despolarización	✓	✓	✓(d) <sup>f</sup>		✓(d)			✓ (limitado)	
Lidar de retrodispersión, una longitud de onda $1-\lambda$	✓	✓							
Lidar de retrodispersión $1-\lambda$ + fotómetro solar	✓	✓	✓(d) <sup>f</sup>		✓(d)				
Lidar de retrodispersión $1-\lambda$ + fotómetro solar + lidar de despolarización	✓	✓	✓(d) <sup>f</sup>		✓(d)			✓(d) (limitado)	
Lidar de retrodispersión, varias longitudes de onda $(m-\lambda)^e$	✓	✓					✓		
Lidar de retrodispersión $m-\lambda^e$ + fotómetro solar	✓	✓	✓(d) <sup>f</sup>		✓(d)	✓(d) <sup>f</sup>	✓		✓(d) <sup>f</sup>
Lidar de retrodispersión $m-\lambda^e$ + fotómetro solar + lidar de despolarización	✓	✓	✓(d) <sup>f</sup>		✓(d)	✓(d) <sup>f</sup>	✓	✓	✓(d) <sup>f</sup>
Lidar Raman/lidar de alta resolución espectral $1-\lambda$	✓	✓	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>			✓ <sup>g</sup> (limitado)	
Lidar Raman/lidar de alta resolución espectral $1-\lambda$ + fotómetro solar	✓	✓	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓(d) <sup>f</sup>	✓ (d) <sub>f</sub>	✓ (limitado)	✓(d) <sup>f</sup>
Lidar Raman/lidar de alta resolución espectral $1-\lambda$ + fotómetro solar + lidar de despolarización	✓	✓	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓(d) <sup>f</sup>	✓ (d) <sub>f</sub>	✓	✓(d) <sup>f</sup>

<i>Técnicas lidar en superficie</i>	<i>Propiedades geométricas</i>	$\beta_a$	$\alpha_a$	<i>Relación de lidar<sup>a</sup></i>	<i>EOA</i>	$\dot{A}_p$	$\dot{A}_\alpha$	<i>Tipo<sup>b</sup></i>	<i>Propiedades microfísicas</i>
Lidar Raman m- $\lambda^e$	✓	✓	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>
Lidar Raman m- $\lambda^e$ + fotómetro solar	✓	✓	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓	✓	✓ <sup>g</sup>
Lidar Raman m- $\lambda^e$ + fotómetro solar + lidar de despolarización	✓	✓	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓ <sup>g</sup>	✓	✓	✓ <sup>g</sup>

Notas:

- a De dos mediciones independientes.
- b Identificación de tipo de dispersión (partículas de aerosoles, gotitas de nubes, cristales de hielo, algunos datos sobre el tipo de aerosol).
- c Un nefobasímetro es un lidar de una sola longitud de onda y baja potencia, con una relación señal-ruido más baja.
- d Si se ha calibrado.
- e  $m > 2$
- f Estimación únicamente.
- g La mayoría de los sistemas lidar Raman funcionan durante la noche. Existen algunos sistemas lidar Raman que funcionan las 24 horas y su funcionamiento se ha demostrado. No obstante, en la actualidad pocos sistemas utilizan canales Raman también durante el día; el lidar de alta resolución espectrales independiente de la hora.

## 16.7 RADIATIVIDAD NATURAL

La distribución mundial de los términos de fuente/sumidero de los radionucleidos naturales ( $^7\text{Be}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  y  $^{222}\text{Rn}$ ) y de los radionucleidos antropógenos ( $^{85}\text{Kr}$ ) es razonablemente bien conocida. El  $^7\text{Be}$  y el  $^{10}\text{Be}$  se producen por interacciones de rayo cósmico en la troposfera superior y la estratosfera inferior. El  $^{222}\text{Rn}$  es exhalado de la superficie de la Tierra como resultado de la desintegración del uranio en el suelo. El  $^{210}\text{Pb}$  se produce en la troposfera inferior por la desintegración del  $^{222}\text{Rn}$ . La mayor parte del  $^{85}\text{Kr}$  de la atmósfera es liberada durante el reprocesamiento de combustible nuclear. Los átomos de  $^7\text{Be}$ ,  $^{10}\text{Be}$  y  $^{210}\text{Pb}$  se adhieren a partículas de aerosol de tamaño inferior a la micra, por lo que actúan como trazadores transportados por el aerosol en la atmósfera. El  $^{222}\text{Rn}$  y el  $^{85}\text{Kr}$ , que son química y físicamente inertes, actúan como gases nobles en la atmósfera.

La medición de radionucleidos no es prioritaria en el Programa de la VAG. En OMM (2001) y OMM (2004a) pueden consultarse algunas recomendaciones generales.

## ANEXO. INSTALACIONES CENTRALES DE LA VIGILANCIA DE LA ATMÓSFERA GLOBAL

Lista de instalaciones centrales de la VAG e instituciones anfitrionas a septiembre de 2013; las instalaciones centrales mundiales han asumido responsabilidades mundiales, a menos que se indique otra cosa.

Variable	Centro de garantía de calidad/actividad científica	Laboratorio central de calibración (aloja el patrón primario)	Centro Mundial de Calibración	Centro Regional de Calibración	Centro Mundial de Datos
CO <sub>2</sub>	JMA (A/O) <sup>a</sup>	NOAA-ESRL	NOAA-ESRL (itinerante) Empa (auditoría)		JMA
Isótopos de carbono		MPI-BGC			JMA
CH <sub>4</sub>	Empa (Am, E/A) <sup>a</sup> JMA (A/O) <sup>a</sup>	NOAA-ESRL	Empa (Am, E/A) <sup>a</sup> JMA (A/O) <sup>a</sup>		JMA
N <sub>2</sub> O	UBA	NOAA-ESRL	IMK-IFU		JMA
CFC, HCFC, HFC					JMA
SF <sub>6</sub>		NOAA-ESRL	KMA		JMA
H <sub>2</sub>		MPI-BGC			JMA
Ozono total	JMA (A/O) <sup>a</sup>	NOAA-ESRL <sup>b</sup> , EC <sup>c</sup>	NOAA-ESRL <sup>b</sup> , EC <sup>c</sup>	BoM <sup>b</sup> , NOAA-ESRL <sup>b</sup> , IZO <sup>c</sup> , JMA <sup>b</sup> , MOHp <sup>b</sup> , MGO <sup>d</sup> , OCBA <sup>b</sup> , SAWS <sup>b</sup> , SOO-HK <sup>b</sup>	EC <sup>f</sup> , DLR <sup>g</sup>
Ozonosondas	IEK-8	IEK-8	IEK-8		EC
Ozono en superficie	Empa	NIST	Empa	OCBA	JMA
Química de la precipitación	NOAA-ARL	ISWS	ISWS		NOAA-ARL
CO	Empa	NOAA-ESRL	Empa		JMA
Compuestos orgánicos volátiles	UBA	NPL, NIST	IMK-IFU		JMA
SO <sub>2</sub>					JMA
NO <sub>x</sub>	UBA		IEK-8 (NO <sub>x</sub> )		JMA
Aerosoles	UBA (propiedades físicas)		TROPOS (propiedades físicas)		NILU <sup>f</sup> , DLR <sup>g</sup>
Espesor óptico		PMOD/WRC <sup>e</sup>	PMOD/WRC		NILU



<i>Variable</i>	<i>Centro de garantía de calidad/actividad científica</i>	<i>Laboratorio central de calibración (aloja el patrón primario)</i>	<i>Centro Mundial de Calibración</i>	<i>Centro Regional de Calibración</i>	<i>Centro Mundial de Datos</i>
Radiación UV			PMOD/WRC	NOAA-ESRL (Am) <sup>a</sup> , EUVC/PMOD (E) <sup>a</sup>	EC
Radiación solar		PMOD/WRC	PMOD/WRC		MGO

## Notas:

a Am = Américas; E/A = Europa y África; A/O = Asia y el suroeste del Pacífico

b Dobson

c Brewer

d Instrumentos de filtro

e Radiómetros de filtro de precisión

f De superficie

g Espacial

**Instituciones anfitrionas**

BoM	Oficina de Meteorología, Melbourne (Australia)
BSRN	Red de referencia para la medición de radiaciones en superficie, Instituto Federal de Tecnología (ETH), Zúrich (Suiza)
DLR	Centro Aeroespacial de Alemania, Oberpfaffenhofen, Wessling (Alemania)
EC	Ministerio del Medio Ambiente de Canadá, Toronto (Canadá)
Empa	Laboratorio Federal para la Prueba e Investigación de Materiales, Dübendorf (Suiza)
EUVC	Centro europeo de calibración de instrumentos de ultravioleta (véase PMOD/WRC)
IEK-8	Instituto de Energía e Investigación Climática: Troposfera (IEK-8), Centro de Investigación Jülich S.R.L, Jülich (Alemania)
TROPOS	Instituto de Estudio de la Troposfera, Leipzig (Alemania)
IMK-IFU	Instituto de Tecnología de Karlsruhe (KIT), Instituto de Investigación Meteorológica y Climática – Investigación sobre el Medio Ambiente Atmosférico, Garmisch-Partenkirchen (Alemania)
ISWS	División de Estudio de los Recursos Hídricos del Estado de Illinois, Champaign, Illinois (Estados Unidos de América)
IZO	Observatorio de Izaña, Tenerife (España)
JMA	Servicio Meteorológico de Japón, Tokio (Japón)
KMA	Administración Meteorológica de Corea, Seúl (República de Corea)
MGO	Observatorio Geofísico Principal A. I. Voeikov, Servicio Federal Ruso de Hidrometeorología y Vigilancia del Medio Ambiente, San Petersburgo (Federación de Rusia)
MPI-BGC	Instituto Max Planck de Biogeoquímica, Jena (Alemania)
MOHp	Observatorio Meteorológico de Hohenpeissenberg, Hohenpeissenberg (Alemania)
NOAA-ARL	Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera, Laboratorio de Recursos Atmosféricos, Silver Spring, Maryland (Estados Unidos de América)
NOAA-ESRL	Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera, Laboratorio de Investigación del Sistema Terrestre, División de Vigilancia Mundial, Boulder, Colorado (Estados Unidos de América)
NILU	Instituto Noruego para la Investigación Atmosférica, Kjeller (Noruega)
NIST	Instituto Nacional de Normas y Tecnologías, Gaithersburg, Maryland (Estados Unidos de América)
NPL	Laboratorio Nacional de Física, Teddington, Middlesex (Reino Unido)
OCBA	Observatorio Central de Buenos Aires (Argentina)
PMOD/WRC	Observatorio Físico-meteorológico de Davos/Centro Radiométrico Mundial, Davos (Suiza)

SAWS	Servicio Meteorológico de Sudáfrica, Pretoria (Sudáfrica)
SOO-HK	Observatorio de la Radiación Solar y del Ozono, Hradec Kralove (República Checa)
UBA	Organismo de Protección Ambiental de Alemania, Berlín (Alemania)

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Birch, M. E. y R. A. Cary, 1996: "Elemental carbon-based method for monitoring occupational exposures to particulate diesel exhaust", en *Aerosol Science and Technology*, vol. 25, págs. 221 a 241.
- Bricard, J., P. Delattre, G. Madelaine y M. Pourprix, 1976: "Detection of ultra-fine particles by means of a continuous flux condensation nuclei counter", en *Fine Particles* (B. Y. H. Liu, ed.). Academic Press, Nueva York.
- Cavalli, F., M. Viana, K. E. Yttri, J. Genberg y J.-P. Putaud, 2010: "Toward a standardised thermal-optical protocol for measuring atmospheric organic and elemental carbon: the EUSAAR protocol", en *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 3, págs. 79 a 89.
- Chow, J. C., J. G. Watson, L.-W. A. Chen, G. Paredes-Miranda, M.-C. O. Chang, D. Trimble, K. K. Fung, H. Zhang y J. Zhen Yu, 2005: "Refining temperature measures in thermal/optical carbon analysis", en *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 5, págs. 2961 a 2972.
- Chow, J. C., J. G. Watson, D. Crow, D. H. Lowenthal y T. Merrifield, 2001: "Comparison of IMPROVE and NIOSH carbon measurements", en *Aerosol Science and Technology*, vol. 34, págs. 23 a 34.
- Chow, J. C., J. G. Watson, L. C. Pritchett, W. R. Pierson, C. A. Frazier y R. G. Purcell, 1993: "The DRI thermal/optical reflectance carbon analysis system: Description, evaluation, and applications in U.S. air quality studies", en *Atmospheric Environment*, vol. 27A, núm. 8, págs. 1185 a 1201.
- Coplen, T. B., W. A. Brand, M. Gehre, M. Gröning, H. A. J. Meijer, B. Toman y R. M. Verkouteren, 2006: "New Guidelines for  $\delta^{13}\text{C}$  Measurements", en *Analytical Chemistry*, vol. 78, núm. 7, págs. 2439 a 2441.
- Götz, F. W. P., A. R. Meetham y G. M. B. Dobson, 1934: "The vertical distribution of ozone in the atmosphere", en *Proceedings of the Royal Society of London*, vol. A145, núm. 855, págs. 416 a 446.
- Grant, A., C. S. Witham, P. G. Simmonds, A. J. Manning y S. O'Doherty, 2010: "A 15 year record of high-frequency, in situ measurements of hydrogen at Mace Head, Ireland", en *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 10, págs. 1203 a 1214 (disponible en <http://www.atmos-chem-phys.net/10/1203/2010/acp-10-1203-2010.pdf>).
- Heath, D. F., A. J. Krueger y H. Park, 1978: "The solar backscatter ultraviolet (SBUV) and total ozone mapping spectrometer (TOMS) experiment", en *The NIMBUS-7 User's Guide* (C.R. Madrid, ed.). Centro de Vuelos Espaciales Goddard de la NASA, Greenbelt, Maryland.
- Herndon, S. C., M. S. Zahniser, D. D. Nelson Jr., J. Shorter, J. B. McManus, R. Jiménez, C. Warneke y J. A. de Gouw, 2007: "Airborne measurements of HCHO and HCOOH during the New England Air Quality Study 2004 using a pulsed quantum cascade laser spectrometer", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, núm. D10S03.
- Jaroslowski, J., 2013: "Improvement of the Umkehr ozone profile by the neural network method: analysis of the Belsk (51.80°N, 20.80°E) Umkehr data", en *International Journal of Remote Sensing*, vol. 34, núm. 15, págs. 5541 a 5550.
- Mateer, C. L. y J. J. DeLuisi, 1992: "A new Umkehr inversion algorithm", en *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, vol. 54, núm. 5, págs. 537 a 556.
- Mateer, C. L. y H. U. Dütsch, 1964: *Uniform Evaluation of Umkehr Observations from the World Ozone Network, Part I – Proposed Standard Evaluation Technique*. Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas, Boulder, Colorado.
- Organización Internacional de Normalización/Comisión Electrotécnica Internacional, 2008: *Uncertainty of Measurement – Part 3: Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*, ISO/IEC Guide 98-3:2008, Incl. Suppl. 1:2008/Cor 1:2009, Suppl. 1:2008, Suppl. 2:2011. Ginebra. (Equivalente a: Comité Conjunto para las Guías en Metrología, 2008: *Evaluation of Measurement Data – Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*, JCGM 100:2008, corregido en 2010).
- Organización Meteorológica Mundial, 2001: *Global Atmosphere Watch Measurements Guide*. Global Atmosphere Watch Report No. 143 (WMO/TD-No. 1073). Ginebra.
- , 2003a: *Quality Assurance in Monitoring Solar Ultraviolet Radiation: the State of the Art* (A.R. Webb). Global Atmosphere Watch Report No. 146 (WMO/TD-No. 1180). Ginebra.
- , 2003b: *WMO/GAW Aerosol Measurement Procedures: Guidelines and Recommendations*. Global Atmosphere Watch Report No. 153 (WMO/TD-No. 1178). Ginebra.
- , 2004a: *1st International Expert Meeting on Sources and Measurements of Natural Radionuclides Applied to Climate and Air Quality Studies* (Gif sur Yvette, France, 3–5 June 2003). Global Atmosphere Watch Report No. 155 (WMO/TD-No. 1201). Ginebra.
- , 2004b: *Manual for the GAW Precipitation Chemistry Programme (Guidelines, Data Quality Objectives and Standard Operating Procedures)* (M.A. Allan, ed.). Global Atmosphere Watch Report No. 160 (WMO/TD-No. 1251). Ginebra.

- , 2005: *WMO/GAW Experts Workshop on a Global Surface-based Network for Long Term Observations of Column Aerosol Optical Properties* (U. Baltensperger, L. Barrie and C. Wehrli, eds.) (Davos, Switzerland, 8–10 March 2004). Global Atmosphere Watch Report No. 162 (WMO/TD-No. 1287). Ginebra.
- , 2006: *13th WMO/IAEA Meeting of Experts on Carbon Dioxide Concentration and Related Tracers Measurement Techniques* (J.B. Miller, ed.) (Boulder, Colorado, USA, 19–22 September 2005). Global Atmosphere Watch Report No. 168 (WMO/TD-No. 1359). Ginebra.
- , 2007a: *A WMO/GAW Expert Workshop on Global Long-Term Measurements of Volatile Organic Compounds (VOCs)* (Geneva, Switzerland, 30 January to 1 February 2006). Global Atmosphere Watch Report No. 171 (WMO/TD-No. 1373). Ginebra.
- , 2007b: *WMO Global Atmosphere Watch (GAW) Strategic Plan: 2008–2015*. Global Atmosphere Watch Report No. 172 (WMO/TD-No. 1384). Ginebra.
- , 2008a: *The Tenth Biennial WMO Consultation on Brewer Ozone and UV Spectrophotometer Operation, Calibration and Data Reporting* (C.T. McElroy and E.W. Hare, eds.) (Northwich, United Kingdom, 4–8 June 2007). Global Atmosphere Watch Report No. 176 (WMO/TD-No. 1420). Ginebra.
- , 2008b: *Plan for the Implementation of the GAW Aerosol Lidar Observation Network GALION* (J. Bösenberg and R. Hoff) (Hamburg, Germany, 27–29 March 2007). Global Atmosphere Watch Report No. 178 (WMO/TD-No. 1443). Ginebra.
- , 2008c: *Operations Handbook – Ozone Observations with a Dobson Spectrophotometer* (R.D. Evans, rev.). Global Atmosphere Watch Report No. 183 (WMO/TD-No. 1469). Ginebra.
- , 2009a: *Guidelines for the Measurement of Methane and Nitrous Oxide and their Quality Assurance*. Global Atmosphere Watch Report No. 185 (WMO/TD-No. 1478). Ginebra.
- , 2010: *Guidelines for the Measurement of Atmospheric Carbon Monoxide*. Global Atmosphere Watch Report No. 192 (WMO/TD-No. 1551). Ginebra.
- , 2011a: *WMO/GAW Expert Workshop on Global Long-term Measurements of Nitrogen Oxides and Recommendations for GAW Nitrogen Oxides Network* (S. Penkett, S. Gilge, C. Plass-Duelmer and I. Galbally) (Hohenpeissenberg, Germany, 8–9 October 2009). Global Atmosphere Watch Report No. 195 (WMO/TD-No. 1570). Ginebra.
- , 2011b: *Addendum for the Period 2012–2015 to the WMO Global Atmosphere Watch (GAW) Strategic Plan 2008–2015* (J. Klausen, ed.). Informe N° 197 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global. Ginebra.
- , 2011c: *WMO/GAW Standard Operating Procedures for In-situ Measurements of Aerosol Mass Concentration, Light Scattering and Light Absorption* (J.A. Ogren, ed.). Informe N° 200 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global. Ginebra.
- , 2012a: *Standard Operating Procedures (SOPs) for Air Sampling in Stainless Steel Canisters for Non-Methane Hydrocarbons Analysis* (R. Steinbrecher y E. Weiß). Informe N° 204 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global. Ginebra.
- , 2012b: *16th WMO/IAEA Meeting on Carbon Dioxide, Other Greenhouse Gases and Related Measurement Techniques (GGMT-2011)* (G. Brailsford, ed.) (Wellington, Nueva Zelanda, 25 a 28 de octubre de 2011). Informe N° 206 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global. Ginebra.
- , 2013: *Guidelines for Continuous Measurements of Ozone in the Troposphere* (I.E. Galbally and M.G. Schultz). Global Atmosphere Watch Report No. 209 (WMO-No. 1110). Ginebra.
- , 2014: *Quality Assurance and Quality Control for Ozonesonde Measurements in GAW* (H.G.J. Smit y ASOPOS Panel). Informe N° 201 del Programa de la Vigilancia de la Atmósfera Global. Ginebra.
- Petropavlovskikh, I., P. K. Bhartia y J. DeLuisi, 2005: “New Umkehr ozone profile retrieval algorithm optimized for climatological studies”, en *Geophysical Research Letters*, vol. 32, núm. L16808.
- Petzold, A., J. A. Ogren, M. Fiebig, P. Laj, S.-M. Li, U. Baltensperger, T. Holzer-Popp, S. Kinne, G. Pappalardo, N. Sugimoto, C. Wehrli, A. Wiedensohler y X.-Y. Zhang, 2013: “Recommendations for reporting ‘black carbon’ measurements”, en *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 13, págs. 8365 a 8379.
- Programa de cooperación para la vigilancia y la evaluación del transporte de contaminantes atmosféricos a larga distancia en Europa, 2014: *EMEP Manual for Sampling and Chemical Analysis*. Instituto Noruego para la Investigación Atmosférica, Kjeller (disponible en <http://www.nilu.no/projects/ccc/manual/index.html>).
- Ramanathan, K. R. y J. V. Dave, 1957: “The calculation of the vertical distribution of ozone by the Götz Umkehr Effect (method B)”, en *Annals of the International Geophysical Year*, vol. V, núm. 1, págs. 23 a 45.
- Schmid, H., L. Laskus, H. J. Abraham, U. Baltensperger, V. Lavanchy, M. Bizjak, P. Burba, H. Cachier, D. Crow, J. Chow, T. Gnauk, A. Even, H. M. ten Brink, K. P. Giesen, R. Hitzenberger, C. Hueglin, W.

- Maenhaut, C. Pio, A. Carvalho, J.-P. Putaud, D. Toom-Sauntry y H. Puxbaum, 2001: "Results of the 'carbon conference' international aerosol carbon round robin test stage I", en *Atmospheric Environment*, vol. 35, núm. 12, págs. 2111 a 2121.
- Sofieva, V. F., N. Rahpoe, J. Tamminen, E. Kyrölä, N. Kalakoski, M. Weber, A. Laeng, T. von Clarmann, G. Stiller, S. Lossow, D. Degenstein, A. Bourassa, C. Adams, C. Roth, N. Lloyd, P. Bernath, R. J. Hargreaves, J. Urban, D. Murtagh, A. Hauchecorne, M. van Roozendaal, N. Kalb y C. Zehner, 2013: "Harmonized dataset of ozone profiles from satellite limb and occultation measurements", en *Earth System Science Data Discussions*, vol. 6, págs. 189 a 222.
- Tegtmeier, S., M. I. Hegglin, J. Anderson, A. Bourassa, S. Brohede, D. Degenstein, L. Froidevaux, R. Fuller, B. Funke, J. Gille, A. Jones, Y. Kasai, K. Krüger, E. Kyrölä, G. Lingenfelter, J. Lumpe, B. Nardi, J. Neu, D. Pendlebury, E. Remsberg, A. Rozanov, L. Smith, M. Toohey, J. Urban, T. von Clarmann, K. A. Walker y R. Wang, 2013: "SPARC Data Initiative: A comparison of ozone climatologies from international limb satellite sounders", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 118, págs. 12229 a 12247.
- Tuzson, B., K. Zeyer, M. Steinbacher, J. B. McManus, D. D. Nelson, M. S. Zahniser y L. Emmenegger, 2013: "Selective measurements of NO, NO<sub>2</sub> and NO<sub>y</sub> in the free troposphere using quantum cascade laser spectroscopy", en *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 6, págs. 927 a 936.
- Van der A, R. J., M. A. F. Allaart y H. J. Eskes, 2010: "Multi sensor reanalysis of total ozone", en *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 10, págs. 11277 a 11294.
- Warneke, C., P. Veres, J. S. Holloway, J. Stutz, C. Tsai, S. Alvarez, B. Rappenglueck, F. C. Fehsenfeld, M. Graus, J. B. Gilman y J. A. de Gouw, 2011: "Airborne formaldehyde measurements using PTR-MS: calibration, humidity dependence, inter-comparison and initial results", en *Atmospheric Measurement Techniques*, vol. 4, págs. 2345 a 2358.
- Watson, J. G., J. C. Chow, L.-W. A. Chen y N. H. Frank, 2009: "Methods to assess carbonaceous aerosol sampling artifacts for IMPROVE and other long-term networks", en *Journal of the Air and Waste Management Association*, vol. 59, núm. 8, págs. 898 a 911.
- Wisthaler, A., E. C. Apel, J. Bossmeyer, A. Hansel, W. Junkermann, R. Koppmann, R. Meier, K. Müller, S. J. Solomon, R. Steinbrecher, R. Tillmann y T. Brauers, 2008: "Technical note: Intercomparison of formaldehyde measurements at the atmosphere simulation chamber SAPHIR", en *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 8, págs. 2189 a 2200.
-



## **PARTE II. SISTEMAS DE OBSERVACIÓN**



## ÍNDICE DE LA PARTE

Página

<b>PARTE II. SISTEMAS DE OBSERVACIÓN</b> .....	<b>573</b>
CAPÍTULO 1. MEDICIONES DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS .....	577
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	605
CAPÍTULO 2. MEDICIONES Y OBSERVACIONES EN ESTACIONES METEOROLÓGICAS AERONÁUTICAS.....	607
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	629
CAPÍTULO 3. OBSERVACIONES DESDE AERONAVES .....	631
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	650
CAPÍTULO 4. OBSERVACIONES MARINAS .....	653
ANEXO 4.A. CENTROS REGIONALES DE INSTRUMENTOS MARINOS DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL Y DE LA COMISIÓN OCEANOGRÁFICA INTERGUBERNAMENTAL .....	692
ANEXO 4.B. DESCRIPCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN PARA USO DE LOS OBSERVADORES DEL TIEMPO PRESENTE A BORDO DE BUQUES .....	695
ANEXO 4.C. PROCEDIMIENTOS RECOMENDADOS PARA LA NOTIFICACIÓN DEL MAR DE FONDO POR BUQUES QUE TRANSMITEN INFORMACIÓN MANUALMENTE .....	698
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	699
CAPÍTULO 5. TÉCNICAS ESPECIALES DE PERFILADO DE LA CAPA LÍMITE Y LA TROPOSFERA.....	704
ANEXO. TELEDETECCIÓN EN SUPERFICIE DEL VIENTO MEDIANTE LIDAR DOPPLER DE IMPULSOS HETERODINO.....	719
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	758
CAPÍTULO 6. MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS DE DETECCIÓN DE RAYOS .....	762
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	784
CAPÍTULO 7. MEDICIONES POR RADAR.....	788
ANEXO 7.A. DECLARACIÓN DE ORIENTACIÓN DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL SOBRE LA UTILIZACIÓN DE RADARES METEOROLÓGICOS/ESPECTROS COMPARTIDOS DE RADIOFRECUENCIAS.....	857
ANEXO 7.B. DECLARACIÓN DE ORIENTACIÓN DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL SOBRE EL EMPLAZAMIENTO DE RADARES METEOROLÓGICOS Y GENERADORES EÓLICOS .....	859
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	861
CAPÍTULO 8. TÉCNICAS DE GLOBOS .....	868

	<i>Página</i>
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	880
CAPÍTULO 9. OBSERVACIONES URBANAS .....	882
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	912
CAPÍTULO 10. MEDICIONES METEOROLÓGICAS VIARIAS.....	915
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	927

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 1. MEDICIONES DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS .....	577
1.1 Generalidades .....	577
1.1.1 Definición .....	577
1.1.2 Finalidad .....	577
1.1.3 Requisitos meteorológicos .....	577
1.1.4 Necesidades climatológicas .....	579
1.1.5 Tipos de estaciones meteorológicas automáticas .....	580
1.1.6 Redes .....	581
1.2 Equipo de las estaciones meteorológicas automáticas .....	581
1.2.1 Sensores .....	582
1.2.2 Unidad central de procesamiento .....	585
1.2.2.1 Adquisición de datos .....	586
1.2.2.2 Procesamiento de datos .....	588
1.2.2.3 Transmisión de datos .....	589
1.2.3 Equipo periférico .....	589
1.3 Programas informáticos de las estaciones meteorológicas automáticas .....	590
1.3.1 Programas informáticos de los sistemas .....	590
1.3.2 Programas informáticos para aplicaciones .....	591
1.3.2.1 Inicialización .....	591
1.3.2.2 Muestreo y filtrado .....	592
1.3.2.3 Conversión de datos sin procesar .....	592
1.3.2.4 Valores meteorológicos instantáneos .....	593
1.3.2.5 Introducción manual de observaciones .....	593
1.3.2.6 Reducción de datos .....	593
1.3.2.7 Cifrado de mensajes .....	594
1.3.2.8 Control de la calidad .....	594
1.3.2.9 Almacenamiento de datos .....	596
1.3.2.10 Transmisión de datos .....	596
1.3.2.11 Mantenimiento y calibración .....	599
1.3.2.12 Visualización de datos .....	599
1.4 Consideraciones sobre el emplazamiento de las estaciones meteorológicas automáticas .....	599
1.5 Procesamiento centralizado de datos de la red .....	600
1.5.1 Composición .....	600
1.5.2 Control de la calidad de los datos de la red .....	600
1.6 Mantenimiento .....	601
1.7 Calibración .....	603
1.8 Formación .....	604
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	605

# **CAPÍTULO 1. MEDICIONES DE ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS**

## **1.1 GENERALIDADES**

### **1.1.1 Definición**

Una estación meteorológica automática (EMA) se define como una “estación meteorológica en la que las observaciones se efectúan y transmiten automáticamente” (OMM, 1992a).

En una EMA, las mediciones realizadas con instrumentos son leídas o recibidas por una unidad central de adquisición de datos. Los datos obtenidos de los dispositivos de medición autónomos pueden ser procesados a nivel local en la EMA o en otra parte, por ejemplo, en el procesador central de la red (OMM, 2010a). Las estaciones meteorológicas automáticas pueden ser diseñadas como un concepto integrado de diversos dispositivos de medición en combinación con unidades de adquisición y procesamiento de datos. Ese sistema combinado de instrumentos, interfaces y unidades de procesamiento y transmisión suele denominarse “sistema automatizado de observación meteorológica” o “sistema automatizado de observación en superficie”. Referirse a ese sistema como una EMA se ha convertido en una práctica habitual, si bien no se trata de una “estación” en el sentido estricto de la definición establecida. No obstante, en este capítulo, a veces EMA puede referirse a ese tipo de sistema.

### **1.1.2 Finalidad**

Las estaciones meteorológicas automáticas se utilizan para aumentar el número y la fiabilidad de las observaciones en superficie, y lo consiguen:

- a) aumentando la densidad de una red existente proporcionando datos desde nuevos emplazamientos, así como desde otros de difícil acceso o inhóspitos;
- b) proporcionando datos, fuera de las horas normales de funcionamiento, para las estaciones atendidas por personal;
- c) aumentando la fiabilidad de las mediciones mediante el uso de sofisticadas tecnologías y modernas técnicas de medición digitales;
- d) asegurando la homogeneidad de las redes a través de la normalización de las técnicas de medición;
- e) respondiendo a nuevas necesidades y requisitos de observación;
- f) reduciendo los errores humanos;
- g) disminuyendo los costos de explotación gracias a la reducción del número de observadores;
- h) realizando mediciones y presentando informes con mucha frecuencia o de forma constante.

### **1.1.3 Requisitos meteorológicos**

En OMM (2010b y 2011c) se establecen los requisitos generales, los tipos, la ubicación y la composición, la frecuencia y el momento de las observaciones.

Teniendo en cuenta que las EMA están plenamente aceptadas como estaciones meteorológicas cuando proporcionan datos con una exactitud comparable a la de las estaciones tradicionales, los requisitos de incertidumbre que figuran en el capítulo 1 de la parte I de la Guía también pueden aplicarse, cuando procede, a las EMA.

El contenido del presente capítulo ha de leerse junto con el de los capítulos sobre mediciones de las diversas variables meteorológicas de la parte I y, en particular, con el de los capítulos de la parte IV sobre gestión de la calidad (capítulo 1), muestreo (capítulo 2) y reducción de datos (capítulo 3).

El desarrollo y la instalación de EMA debería ser el resultado de un plan debidamente coordinado para suministrar datos a los usuarios en el formato requerido. Para lograrlo, lo primero que habría que hacer es negociar con los usuarios a fin de elaborar una lista con todas las necesidades funcionales, y desarrollar los medios prácticos para cumplirlas.

Además, no siempre resulta satisfactorio depender de los proveedores del equipo para determinar los requisitos de funcionamiento. La Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO) brinda el siguiente asesoramiento a los Miembros de la OMM y, por extensión, a cualesquiera organizaciones que efectúen mediciones meteorológicas.

Al considerar la introducción de nuevos sistemas de instrumentos en la EMA, los servicios meteorológicos deberían:

- a) poner en servicio solo los sistemas de eficacia suficientemente bien documentada para facilitar un conocimiento y una comprensión adecuados de sus capacidades, características y algoritmos utilizados<sup>1</sup>;
- b) conservar o desarrollar conocimientos técnicos suficientes para especificar las necesidades de los sistemas y evaluar si son útiles tanto las capacidades y características de esos sistemas como los algoritmos utilizados en los mismos<sup>2</sup>;
- c) estudiar a fondo las necesidades de los usuarios y procurar que participen en el diseño del sistema de las EMA;
- d) invitar a los usuarios a participar en la validación y evaluación de los nuevos sistemas automatizados;
- e) invitar a los fabricantes a participar en la evaluación del sistema y en las mejoras necesarias con respecto al rendimiento;
- f) elaborar guías y documentación detallados sobre los sistemas en apoyo de todos los usuarios;
- g) desarrollar programas apropiados de apoyo a las EMA en materia de mantenimiento y calibración;
- h) mantener consultas y una cooperación con los usuarios, como las autoridades aeronáuticas, a lo largo de todo el proceso, desde el diseño de la EMA hasta su aplicación y uso operativo;
- i) desarrollar y aplicar métodos de presentación de informes para su uso nacional que den cabida a las observaciones generadas tanto por sistemas tradicionales como automatizados.

<sup>1</sup> Recomendación 2 (CIMO-XII), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

<sup>2</sup> Recomendación 2 (CIMO-XII), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

Por lo que se refiere a la automatización de las observaciones tradicionales, visuales y subjetivas, y los cambios futuros de las claves de notificación, los servicios meteorológicos deberían mejorar su definición de las necesidades con respecto a<sup>3</sup>:

- a) las esferas de aplicación para las que ya no se necesitan datos;
- b) las esferas de aplicación para las que se necesitan datos nuevos o diferentes;
- c) la clasificación de las necesidades de datos de las EMA por orden de prioridades.

Al considerar el desarrollo y la aplicación de algoritmos para las EMA, los servicios meteorológicos deberían<sup>4</sup>:

- a) alentar a los diseñadores de instrumentos y sistemas a cooperar estrechamente con los usuarios a fin de comprender perfectamente sus necesidades e intereses;
- b) colaborar con los diseñadores de sistemas para publicar y difundir, para su uso generalizado y posible normalización, descripciones de los algoritmos de procesamiento de datos utilizados en sus sistemas para obtener variables meteorológicas;
- c) verificar y evaluar minuciosamente los nuevos algoritmos y sistemas que se están introduciendo y difundir a los usuarios de las observaciones los resultados de las verificaciones en forma de características operativas de los instrumentos;
- d) evaluar minuciosamente, mediante verificaciones y comparaciones sobre el terreno, la relación de los nuevos algoritmos y sistemas con los métodos anteriores, y establecer funciones de transferencia para utilizarlas a efectos de la continuidad y homogeneidad de los datos, y transmitir estos datos a los usuarios.

#### 1.1.4 Necesidades climatológicas<sup>5</sup>

Cuando una estación automática propuesta desempeña una función en el suministro de datos para registros climatológicos, es importante considerar la adopción de medidas en las siguientes esferas en aras de la integridad, homogeneidad y utilidad de los conjuntos de datos climáticos (véase OMM, 1993):

- a) En los casos en los que una EMA reemplaza un sistema manual de observación que lleva largo tiempo en funcionamiento, deberá asegurarse un período de coexistencia suficiente en los sistemas de observación a fin de facilitar el mantenimiento de la homogeneidad del registro histórico<sup>6</sup>. El período de coexistencia depende de las diferentes variables objeto de medición y de la región climática. En las islas y las regiones tropicales, el período de coexistencia podría ser más breve que en las regiones extratropicales y montañosas. Se proponen las siguientes directrices generales para un período de coexistencia operativa suficiente entre los sistemas existentes y los nuevos sistemas automatizados:
  - i) velocidad y dirección del viento: 12 meses;
  - ii) temperatura, humedad, insolación, evaporación: 24 meses;
  - iii) precipitación: 60 meses.

<sup>3</sup> Recomendación 5 (CIMO-XII), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

<sup>4</sup> Recomendación 2 (CIMO-XII), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

<sup>5</sup> Recomendación 3 (CIMO-XII), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su duodécima reunión (1998).

<sup>6</sup> Véase también OMM (2010a), sección 3.2.1.4.4.4 c) "[u]n año de mediciones paralelas no es suficiente; se necesitan preferentemente dos años como mínimo, en función de la región climática".

(A menudo será conveniente utilizar un ombrómetro en paralelo con el pluviómetro automático).

Una buena solución intermedia sería contar con un período de coexistencia de 24 meses (es decir, dos ciclos estacionales).

- b) Deberían mantenerse metadatos precisos para cada instalación de EMA<sup>7</sup>.
- c) Deberían normalizarse los procedimientos para la garantía de la calidad y el procesamiento de datos de las EMA (véase la sección 1.3.2.8).
- d) Habría que definir las necesidades actuales y futuras de los usuarios de datos climatológicos de forma precisa y tomarlas en cuenta en las declaraciones de necesidades para las observaciones automatizadas de las EMA<sup>8</sup>.
- e) Los usuarios de servicios climatológicos deberían recibir formación para utilizar los datos de las EMA de la forma más eficaz posible<sup>9</sup>.
- f) Deberían desarrollarse especificaciones para una EMA climatológica normalizada que registre un conjunto básico de variables climáticas como la temperatura, la precipitación, la presión y el viento. Habría que incluir mediciones normalizadas del vapor de agua, dada la importancia de este parámetro en los estudios sobre el cambio climático. Los valores extremos de todas las variables deberían ser registrados con exactitud y constancia de modo que puedan relacionarse de forma precisa con datos anteriores obtenidos mediante observación manual<sup>10</sup>.

### 1.1.5 Tipos de estaciones meteorológicas automáticas

Las estaciones meteorológicas automáticas se utilizan para satisfacer diversas necesidades, desde una ayuda al observador en estaciones atendidas por personal hasta la sustitución completa de observadores en estaciones totalmente automáticas. Las EMA se pueden clasificar en varios grupos funcionales; ahora bien, como se superponen frecuentemente entre sí, entonces la clasificación comienza a descomponerse. Las estaciones podrían clasificarse con carácter general en estaciones que proporcionan datos en tiempo real y estaciones que registran datos para análisis en diferido o fuera de línea. Sin embargo, con frecuencia la misma EMA cumple ambas funciones.

*EMA en tiempo real:* estación que proporciona datos a los usuarios de observaciones meteorológicas en tiempo real, normalmente en períodos de tiempo prefijados, pero también en condiciones de emergencia o previa petición externa. Los usos típicos en tiempo real de una EMA son el suministro de datos sinópticos y la verificación de estados de aviso críticos como tormentas y niveles de ríos o mareas.

*EMA fuera de línea:* estación que registra datos sobre el terreno en dispositivos de almacenamiento de datos internos o externos, posiblemente combinados con una visualización de datos reales. Se requiere la intervención de un observador para enviar datos almacenados a usuarios remotos. Las estaciones típicas son las estaciones climatológicas y las estaciones en que simplemente se proporciona ayuda al observador.

Se puede dotar facultativamente a ambos tipos de estaciones de medios para la introducción o edición manual de observaciones visuales o subjetivas que no pueden hacerse aún en forma totalmente automática, como el tiempo presente o pasado, u observaciones que suponen elevados costos, como las relacionadas con la altura de nubes y la visibilidad. Este tipo de estación puede describirse como parcialmente automática o semiautomática.

<sup>7</sup> Véase el capítulo 1 de la parte I (sección 1.1.3).

<sup>8</sup> Véase el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E).

<sup>9</sup> Por ejemplo, véase OMM (1997), especialmente la parte II: "Implementation and user training considerations" (Consideraciones de la aplicación y la formación de los usuarios).

<sup>10</sup> *Ibíd.*



Como el costo de las EMA puede ser muy alto, las instalaciones de una estación también pueden utilizarse para responder a necesidades y requisitos comunes y específicos de varias aplicaciones, entre ellas las sinópticas, las de meteorología aeronáutica y agrícola, las hidrológicas y las climatológicas. También pueden utilizarse para fines especiales, por ejemplo, la seguridad con respecto a la energía nuclear, la calidad del aire y el agua, y la meteorología vial. Por lo tanto, algunas EMA son estaciones meteorológicas automáticas con múltiples funciones.

### 1.1.6 **Redes**

Normalmente, una EMA forma parte de una red de estaciones meteorológicas, cada una de las cuales transmite sus datos procesados a un sistema central de procesamiento de red por diversos medios de transmisión de datos. Como las tareas que ha de ejecutar este sistema central están muy relacionadas y con frecuencia son complementarias de las tareas de las EMA, deberían coordinarse muy bien las necesidades funcionales y técnicas del sistema central con las de las EMA.

Al planificar la instalación y el funcionamiento de una red de EMA es sumamente importante considerar los diversos problemas relacionados con los medios de mantenimiento y calibración, su organización, y la formación e instrucción del personal técnico. Las consideraciones de densidad de las redes quedan fuera del ámbito de esta Guía, pues dependen de las aplicaciones específicas. Sin embargo, el emplazamiento y la exposición óptimos de las estaciones influyen considerablemente en su rendimiento, y deberán estudiarse antes de su instalación.

## 1.2 **EQUIPO DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS**

Una EMA puede consistir en un sistema automatizado de observación meteorológica (y sistema de adquisición de datos) integrado o en un conjunto de dispositivos de medición autónomos conectados a una unidad de recopilación y transmisión de datos. Normalmente, la distribución de una EMA consiste en lo siguiente:

- a) en una zona de observación típica, preferentemente que no sea inferior a 25 m x 25 m (capítulo 1 de la parte I, y OMM, 2010a), una serie de sensores automáticos situados en las posiciones recomendadas e interconectados a una o más unidades de recopilación de datos mediante interfaces, o en el caso de un sistema automatizado de observación meteorológica, un conjunto de sensores instalados en estrecha combinación pero sin afectarse mutuamente, directamente conectados a una unidad central de procesamiento mediante cables blindados, de fibra óptica o por radioenlace;
- b) una unidad central de procesamiento para la adquisición de datos de sensores y su conversión en formato legible por computadora; un procesamiento adecuado de los datos mediante un sistema basado en microprocesador con arreglo a algoritmos especificados; el almacenamiento temporal de datos procesados y su transmisión a usuarios de información meteorológica remotos;
- c) equipo periférico que incluya el suministro de energía estabilizado a las distintas partes de la estación; un reloj en tiempo real, y un equipo de prueba incorporado para la verificación automática del estado de las partes esenciales de la estación; en el caso de terminales locales de aplicaciones específicas para la introducción y edición manual de datos, se agregan a la estación dispositivos de visualización e impresoras o registradores.

Con la creciente interacción entre la sociedad y la atmósfera, cambian y aumentan las necesidades, entre ellas la demanda de más estaciones y la medición de más variables, la transmisión a intervalos más frecuentes, nuevos formatos y mejor rendimiento. Como consecuencia de ello, el equipo y la programación de las EMA han de adaptarse a las nuevas exigencias. Esto solo puede hacerse si la EMA está debidamente planificada sobre una base modular. Las adaptaciones y las pruebas son con frecuencia más complejas de lo previsto. Una EMA bien planificada comprende opciones de prueba previa que permiten modificar la

configuración y los parámetros del sistema. Otras características deseables son la capacidad de potencia de reserva, el espacio en los bastidores de instalación, las interfaces de comunicación de reserva, la capacidad de procesamiento de reserva, y un entorno de programación flexible. En la parte I de OMM (1997) pueden encontrarse directrices sobre la preparación de una especificación funcional para el sistema de las EMA.

### 1.2.1 Sensores

Las exigencias meteorológicas para los sensores que se utilizan en las EMA no difieren mucho de las relativas a los sensores para uso convencional. Véanse también las recomendaciones formuladas en los capítulos pertinentes de la parte I de esta Guía. Dado que en la mayor parte de las EMA las mediciones son controladas a larga distancia, estos sensores deben ser robustos, no necesitar apenas mantenimiento y carecer de distorsiones intrínsecas o incertidumbre en la manera en que toman muestras de la variable que debe medirse. En general, todos los sensores con una salida eléctrica son apropiados. Hay una gran cantidad de sensores de rendimiento y calidad (y precio) variables, que resultan apropiados para utilizarlos en sistemas automáticos de adquisición de datos. Todos los días surgen novedades; algunas de ellas mejoran el rendimiento de los sensores existentes, en tanto que otras se basan muchas veces en nuevos principios físicos. Según sus características de salida, los sensores pueden dividirse en analógicos, digitales e "inteligentes".

*Sensores analógicos:* sensores cuya salida es comúnmente en forma de tensión, corriente, carga, resistencia o capacitancia. El acondicionamiento de la señal convierte esas señales básicas en señales de tensión.

*Sensores digitales:* sensores con salidas de señal digital, con la información contenida en el estado estático de un bit o grupo de bits, y con sensores con salida por pulsos o frecuencia.

*Sensores/transductores "inteligentes":* sensores que incluyen un microprocesador que realiza funciones básicas de adquisición y procesamiento de datos, y proporciona una salida digital serie o paralelo.

Por lo que respecta a los sensores meteorológicos, la parte I de la presente Guía proporciona una descripción completa de los aspectos generales, los tipos de sensores, los métodos de medición, las unidades, las escalas, la exposición, las fuentes de error, la calibración y el mantenimiento. La CIMO ayuda a los Miembros mediante la organización regular de intercomparaciones internacionales de instrumentos. Los resultados pueden ser muy valiosos para evaluar diferentes métodos de medición. Desde 1968, la CIMO utiliza cuestionarios para obtener información sobre el desarrollo de instrumentos, y cada cuatro años se publica un informe titulado *Instrument Development Inquiry* (Encuesta sobre el desarrollo de instrumentos). Los informes contienen información tanto sobre los instrumentos que se desarrollan como sobre los que se ponen en funcionamiento. La información sobre esa nueva evolución y la experiencia práctica se encuentra en los documentos oficiales de simposios nacionales, en revistas y boletines, y también en los documentos de las conferencias organizadas periódicamente por la CIMO. En esas conferencias técnicas se organiza además una exposición de instrumentos meteorológicos en la que los fabricantes presentan sus últimas novedades. La OMM da a conocer los resultados de las comparaciones de la CIMO, los informes relativos a la Encuesta sobre el desarrollo de instrumentos, así como los documentos de las conferencias técnicas de la CIMO, en su serie de informes sobre instrumentos y métodos de observación. También se recomienda como medio de obtener información el intercambio directo de experiencias entre operadores de redes de EMA, en particular los que operan estaciones en condiciones ambientales similares.

En los próximos párrafos figuran algunas consideraciones específicas sobre sensores de EMA. Las incertidumbres en la observación que pueden alcanzarse se exponen en el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E)<sup>11</sup> de la Guía. A medida que se vaya disponiendo de resultados experimentales, la CIMO irá actualizando esas estimaciones en la forma apropiada. La incertidumbre en la

<sup>11</sup> Establecidas en la Reunión de expertos sobre necesidades operativas en materia de precisión celebrada en 1991 y aprobadas por el Consejo Ejecutivo en su 44ª reunión (1992), para incluirlas en la presente Guía.

calibración de los sensores (laboratorio) debería ser mejor en un factor de dos, por lo menos, respecto del requisito estipulado, permitiendo así la transformación en funciones de respuesta lineal. La resolución del sensor debería ser mejor en un factor de tres, aproximadamente, respecto del requisito estipulado (que comprende el rendimiento de la interfaz).

*Presión atmosférica:* existe una amplia variedad de dispositivos, basados sobre todo en el uso de una cápsula aneroide, un hilo vibratorio o un cristal de cuarzo, que proporcionan una señal de salida en forma eléctrica, ya sea analógica o digital. Para los sensores digitales se hace referencia a OMM (1992b). Los principales problemas que debe estudiar cuidadosamente quien proyecte o especifique una EMA son los efectos adversos de la temperatura, las desviaciones a largo plazo, las vibraciones y la exposición del instrumento. Los efectos de la temperatura son grandes y no siempre se eliminan totalmente mediante circuitos incorporados para la compensación de la temperatura. Los sensores de presión de una EMA tienen una desviación intrínseca a largo plazo en cuanto a incertidumbre, normalmente de menos de 0,2 a 0,3 hPa cada 6 meses, por lo que hay que calibrarlos regularmente. Los efectos de las vibraciones y de las sacudidas mecánicas sobre la salida de los sensores de presión son importantes, particularmente cuando se trata de aplicaciones marítimas de las EMA. Debido a la vulnerabilidad de los sensores de presión más difundidos a los efectos de la exposición externa, normalmente se alberga el instrumento de presión en una pequeña caja sellada y termoestabilizada dentro del recinto del equipo de la unidad central de procesamiento. En algunos países, el sensor se ventila hacia el exterior de la caja a través de un tubo provisto de una cabeza de presión estática. Para aplicaciones aeronáuticas o en estaciones remotas, en las que se requiere un elevado grado de exactitud y fiabilidad, se dota a la estación de dos o más sensores de presión.

En el capítulo 3 de la parte I se proporcionan directrices sobre la utilización de barómetros digitales en las EMA.

*Temperatura:* los tipos más comunes de termómetros que se utilizan en una EMA son los termómetros de resistencia metálica o termistores. El termómetro de resistencia de platino (100  $\Omega$  a 0 °C) presenta muy buena estabilidad a largo plazo, y puede considerarse el tipo de sensor preferido.

Normalmente, los termómetros eléctricos tienen una constante de tiempo muy pequeña, y cuando son muestreados mediante circuitos electrónicos rápidos los datos resultantes reflejan las fluctuaciones de alta frecuencia y baja amplitud de la temperatura local. Para evitar ese problema se pueden utilizar sensores con una constante de tiempo más elevada, o amortiguar artificialmente la respuesta con un circuito apropiado para aumentar la constante de tiempo de la señal de salida, o bien se pueden promediar digitalmente las salidas muestreadas en la unidad central de procesamiento. Los termómetros de resistencia requieren linealización. Esto puede llevarse a cabo mediante circuitos apropiados en los módulos de acondicionamiento de la señal, pero también mediante algoritmos de programación. Se recomienda encarecidamente linealizar las características del termistor. Es importante garantizar una protección adecuada del sensor a los efectos de la radiación. En las EMA, los blindajes contra la radiación ajustados al tamaño del sensor se utilizan mucho, en sustitución de la garita Stevenson común, de ventilación natural. Sin embargo, para realizar mediciones precisas, los blindajes contra la radiación deberían ventilarse artificialmente, con una velocidad del aire de unos 3 m s<sup>-1</sup>, pero habría que tomar precauciones para impedir la entrada de aerosoles y llovizna a fin de evitar el efecto de bulbo húmedo.

*Humedad:* en OMM (1989a) figura una descripción muy completa de los sensores de humedad para EMA.

Si bien en las EMA se utilizan generalmente sensores de resistencia y capacidad relativamente económicos para efectuar mediciones directas de humedad relativa, el rendimiento de los mismos puede disminuir en presencia de contaminantes, por lo que requieren filtros de protección especiales. Las intercomparaciones revelan que es preciso realizar correcciones adicionales para mediciones por debajo de 0 °C, incluso si los sensores están provistos de circuitos de compensación de temperatura, y que pueden producirse problemas de histéresis cuando están expuestos a condiciones de saturación.

En las EMA se utilizan también como medidores de punto de rocío sensores de cloruro de litio saturado y sensores de espejo enfriado. El principal inconveniente del sensor de cloruro de litio es su sensibilidad a los fallos de energía, ya que requiere intervenciones sobre el terreno tras un corte de energía. El medidor óptico de punto de rocío se considera la técnica más prometedora, pero habrá que continuar investigando para desarrollar un buen dispositivo de limpieza automática del espejo.

Los problemas relacionados con la pequeña constante de tiempo de muchos sensores de humedad son incluso más graves que los que plantean los sensores de temperatura. Al igual que para las mediciones de temperatura, todos los tipos de sensores han de instalarse en blindajes adecuados contra las radiaciones. Debería darse preferencia a los blindajes contra las radiaciones aspirados o bien ventilados. Los blindajes pueden ser de una construcción similar a los utilizados para las mediciones de la temperatura. Pueden producirse grandes errores relacionados con problemas de aspiración y de limpieza.

*Viento:* la utilización de anemómetros tradicionales de cazoletas o de hélice con salida por pulsos o frecuencia está muy generalizada, y no presentan problemas técnicos particulares aparte de los relacionados con la congelación en condiciones meteorológicas rigurosas. Esa complicación puede superarse calentando el sensor en condiciones atmosféricas no muy rigurosas, pero a expensas de un considerable aumento del consumo de energía. Se recomienda que en los nuevos anemómetros de cazoletas o de hélice la constante de la distancia sea menor de 5 m, y que en los nuevos sistemas digitales la frecuencia de muestreo sea compatible con el filtrado aplicado. En los dispositivos de cómputo esto supone que el número de pulsos en un intervalo de cómputo se considera como una muestra.

La utilización de instrumentos analógicos tradicionales provistos de un potenciómetro para medir la dirección del viento está también muy generalizada en las EMA. Cada vez se utilizan más sistemas a base de veletas con codificadores angulares digitales, en una u otra forma de código Gray. Se recomienda utilizar veletas con una longitud de onda natural no amortiguada menor de 10 m y con un coeficiente de amortiguamiento comprendido entre 0,3 y 0,7. Para veletas con codificadores digitales se requiere una resolución mínima de 7 bits.

La CIMO recomienda asimismo que en los nuevos sistemas debería ser posible informar de variaciones típicas de la velocidad y de la dirección del viento con una resolución de  $0,1 \text{ m s}^{-1}$  y  $10^\circ$ , respectivamente.

Un sistema de viento con una salida digital serie y uno o más visualizadores digitales que proporcionen una presentación directa de las variables operativas (viento máximo, promedios del viento para períodos superiores a 2 y 10 minutos, dirección y ráfagas de viento) es un ejemplo típico de sensor inteligente.

*Precipitación:* el equipo más común para medir la lluvia en una EMA es el pluviómetro de cubeta basculante o de balancín. Los pluviómetros se ensucian rápidamente con desperdicios como hojas, arena o excrementos de pájaros, por lo que hay que usarlos con mucha más cautela en las EMA desatendidas por largos períodos de tiempo. Para las mediciones de lluvia y nieve por debajo de  $0^\circ \text{C}$ , se requiere un calentamiento adecuado en diferentes partes del pluviómetro, lo que puede dar lugar a graves problemas de energía eléctrica, en particular en el caso de las EMA que funcionan con baterías. Habría que tener cuidado, pues los pluviómetros calentados introducen errores debido a las pérdidas por evaporación. Se considera excelente una incertidumbre en la observación del 5 al 10%. Puede conseguirse un mejor porcentaje rodeando el pluviómetro con un paraviento adecuado (por ejemplo, protección de Nipher). (Para una comparación de sensores de precipitación, véase OMM, 1994).

*Insolación:* se dispone de varios registradores de duración de la insolación con salida de la señal eléctrica. Se hace referencia a OMM (1989b). La OMM ha adoptado un valor umbral para la duración efectiva de la insolación de  $120 \text{ W m}^{-2}$  de irradiancia solar directa, que permite resolver un antiguo problema. El inconveniente del sensor de insolación en una estación no atendida durante largos períodos es que la suciedad se acumula en el orificio de entrada, lo que produce cambios aparentes en el umbral.

*Radiación:* la mayoría de los sensores utilizados para estas mediciones en estaciones tradicionales pueden conectarse, en principio, a un sistema automático. El principal problema técnico es que esos sensores son generalmente de tipo analógico y dan como señal de salida tensiones muy pequeñas que varían continuamente. Esas tensiones son muy sensibles a las interferencias electromagnéticas en los cables conductores de la señal, por lo que deben efectuarse mediciones adecuadas. El problema de la suciedad por contaminación en el orificio de entrada es aún más serio en el caso de mediciones de la radiación (que son mediciones absolutas), que en el caso de la duración efectiva de la insolación. Se considera que los depósitos de polvo en la caperuza del piranómetro producen una pérdida de incertidumbre del 2% (excluidos los días de helada y rocío). Por lo tanto, es difícil prever la utilización eficaz de instrumentos de radiación en lugares no atendidos durante varios días. Una incertidumbre de observación alcanzable (media diaria) es del orden del 5%.

*Altura de las nubes:* actualmente, la medición de la altura de las nubes en una EMA se realiza, sobre todo, con la ayuda de nefobasímetros (láser). Para una evaluación de los sistemas reales se hace referencia a OMM (1988). Todavía se experimentan dificultades en el procesamiento automático de las señales procedentes de los sensores para realizar mediciones precisas de la altura de la base de las nubes en la amplia gama de condiciones que se dan en la naturaleza, en particular lluvia y nieve. Los sensores tienen también el inconveniente de que muestrean la nube solo en una zona muy pequeña del cielo, directamente por encima del detector. Cuando se envía a un usuario remoto dicha información, esta puede ofrecer una imagen peligrosamente incorrecta del estado del cielo, sobre todo si los datos se van a emplear con fines aeronáuticos. Esto puede evitarse utilizando algoritmos para estimar la nubosidad durante un intervalo de procesamiento de 30 minutos. Sin embargo, en algunos países el nefobasímetro se utiliza únicamente como ayuda complementaria del que observa el cielo. Los nefobasímetros consumen importantes cantidades de energía y, en general, no pueden utilizarse si no se dispone de un suministro de energía clásico. Además, su rendimiento puede disminuir o distorsionarse por acumulación de nieve, polvo u otros contaminantes en las ventanas que constituyen los orificios de entrada y salida del haz de rayos ópticos o infrarrojos.

*Visibilidad:* se puede disponer fácilmente de una amplia gama de instrumentos para efectuar mediciones de visibilidad en las EMA. Consúltese OMM (1990).

Puede establecerse una distinción entre transmisómetros y medidores de visibilidad. Los transmisómetros de gran exactitud se utilizan sobre todo en los aeropuertos, en tanto que los medidores de visibilidad por dispersión frontal, por retrodispersión o integrados de menor exactitud (y menos costosos) son más comunes en otras EMA. Ambos tipos existen en versiones que pueden alimentarse con baterías, por lo que es posible utilizarlos en lugares remotos donde no hay suministro de corriente eléctrica o corriente alterna de red. Sin embargo, consumen una cantidad considerable de energía y, a menos que cuenten con una fuente de energía auxiliar, normalmente no es posible mantenerlos en funcionamiento más de unas cuantas semanas sin cambiar las baterías.

## 1.2.2 **Unidad central de procesamiento**

El elemento más importante de una EMA es su unidad central de procesamiento. Su configuración depende de la complejidad y la magnitud de las funciones que ha de realizar, y de si existe una solución única con respecto al equipo. En general, las principales funciones de la unidad central de procesamiento son: adquisición, procesamiento, almacenamiento y transmisión de datos.

En la mayoría de las EMA existentes todas estas funciones se realizan mediante un sistema basado en un microprocesador, instalado en un recinto hermético lo más cerca posible de los sensores o en algún local interno. Si el equipo se encuentra cerca de los sensores, el procesamiento *in situ* reduce la cantidad de datos que han de transmitirse y permite presentar esos datos en una forma apropiada para transmitirlos directamente por los canales de comunicación. Pero, en esos casos, la unidad central de procesamiento es vulnerable a fallos en el suministro de energía y hay que protegerla del medio exterior en que ha de funcionar. Si la unidad puede instalarse en

un local interno, normalmente puede conectarse a una fuente de energía segura y funcionar en un ambiente normal de oficina. Sin embargo, esa configuración da lugar a un mayor número de cables largos y a la necesidad de incluir acondicionadores de señal apropiados.

Según las circunstancias y los requisitos locales, las distintas funciones de la unidad central de procesamiento también pueden ser realizadas por unidades diferentes. En esos casos, cada unidad dispone de su propio microprocesador y programa pertinente, puede instalarse en distintos lugares de la estación, y comunicar entre sí mediante enlaces y procedimientos adecuados de transferencia de datos entre procesadores. Funcionan en una relación de dependencia, en la que la unidad principal es la de procesamiento de datos. Como ejemplo cabe citar la instalación de una o más unidades de adquisición de datos cerca de los sensores, conectados con el equipo de procesamiento o transmisión de los datos de la unidad central de procesamiento, mediante una o varias líneas telefónicas que utilizan la transmisión digital de datos. Esas unidades pueden consistir en un sensor (por ejemplo, un sensor inteligente, como un nefobasímetro láser), varios sensores similares (por ejemplo, termómetros) o varios sensores diferentes.

La rápida evolución tecnológica de los sistemas de adquisición y control del procesamiento de datos industriales modernos ofrece nuevas posibilidades para las aplicaciones meteorológicas. El elevado grado de modularidad y flexibilidad de entrada/salida, la velocidad de funcionamiento mucho mayor de los microprocesadores y, en particular, la existencia de programas especiales de adquisición y control del procesamiento de datos y telecomunicaciones, permiten desarrollar EMA que pueden responder a las diversas necesidades y requisitos de observación de diferentes usuarios. Como consecuencia, toda descripción de una EMA puede quedar pronto anticuada y ha de considerarse con la debida reserva. Teniendo esto presente, en los siguientes párrafos se da una idea general del estado de la tecnología.

#### 1.2.2.1 **Adquisición de datos**

En general, el equipo para la adquisición de datos consta de:

- a) una unidad de acondicionamiento de la señal para impedir que fuentes de interferencia externas no deseadas influyan en las señales no tratadas del sensor, para proteger los dispositivos electrónicos de la unidad central de procesamiento, y para adaptar las señales a fin de que sean apropiadas para el nuevo procesamiento de datos;
- b) dispositivos electrónicos de adquisición de datos con canales y puertos de entrada analógicos y digitales, y equipo de exploración y conversión de datos para introducir las señales en la memoria de la unidad central de procesamiento.

##### *Acondicionamiento de la señal*

El acondicionamiento de la señal es una función esencial en el proceso de adquisición de datos, y comienza con la adecuada elección de los cables y conectores que vinculan los sensores con los dispositivos electrónicos de adquisición de datos. Además se realiza mediante diferentes módulos de soporte físico. Varias funciones de acondicionamiento procedentes del control industrial están ahora integradas en un módulo desmontable. El lugar más adecuado y, por lo tanto, más común para la instalación de estos módulos es en los paneles de terminación de los cables de los sensores en el mismo recinto hermético donde se encuentran los dispositivos electrónicos de adquisición de datos. Según las características del sensor y las condiciones locales, se dispone de varias técnicas de acondicionamiento de la señal.

*Cables del sensor:* las señales eléctricas procedentes de los sensores conectados a un sistema de adquisición de datos podrían contener ruido no deseado. La posibilidad de que este ruido sea problemático depende de la relación señal-ruido y de la aplicación concreta. Las señales digitales son relativamente inmunes a los ruidos debido a su carácter discreto (y elevado nivel). En cambio, en las señales analógicas influyen directamente las perturbaciones de nivel relativamente bajo. Entre los principales mecanismos de transferencia de ruido figura el acoplamiento capacitivo e inductivo. Un método para reducir errores debido al acoplamiento



capacitivo consiste en emplear cables blindados, para lo que se coloca un material conductor (a potencial de tierra) entre los cables de la señal y la fuente de interferencia. La utilización adicional de hilos de pares trenzados es eficaz para reducir el acoplamiento electromagnético.

*Protección contra la sobretensión:* cuando una EMA puede estar expuesta a sobretensiones accidentales, es indispensable la instalación de mecanismos de protección para evitar la posible destrucción del equipo. Las entradas de alta tensión pueden ser inducidas por campos magnéticos, electricidad estática y, especialmente, por descargas eléctricas.

*Transmisión a dos hilos:* a veces conviene preamplificar las señales de bajo nivel cerca del sensor para mantener la máxima relación señal-ruido. Una forma de llevar a cabo este tipo de acondicionamiento de la señal consiste en utilizar la transmisión a dos hilos. Estos transmisores no solo amplifican la señal de entrada, sino que proporcionan aislamiento y permiten la conversión a un nivel de corriente más elevado (normalmente de 4 a 20 mA). La transmisión en corriente permite enviar las señales a unos 1 500 m de distancia.

*Aislamiento digital:* se utilizan módulos eléctricos para recibir señales de entrada digital interrumpiendo al mismo tiempo la conexión galvánica entre la fuente de la señal y el equipo de medida. Los módulos no solo aíslan, sino que también convierten las entradas en niveles estándar de voltaje que pueden leerse por el equipo de adquisición de datos.

*Aislamiento analógico:* se utilizan módulos de aislamiento analógico para proteger al equipo del contacto con altas tensiones, la ruptura de bucles de tierra y la supresión de grandes señales en modo común. Hoy día se utilizan mucho tres tipos de aislamientos analógicos: el acoplamiento capacitivo o “condensador volante” poco costoso, el acoplamiento óptico de buen rendimiento y moderado costo, y el acoplamiento por transformador de elevado aislamiento y gran exactitud pero muy costoso.

*Filtrado de paso bajo:* para separar las señales deseadas de las no deseadas se utilizan filtros. Las señales no deseadas son: ruido, captación de frecuencia de línea de corriente alterna, interferencias de estaciones de radio o televisión, y señales de frecuencia por encima de la mitad de la frecuencia de muestreo. En general, se utiliza un filtro de paso bajo para controlar esas fuentes de error no deseadas, excluyendo la parte del espectro de frecuencias donde no existen señales deseadas.

*Amplificadores:* las señales de sensores analógicos pueden variar en amplitud en un amplio intervalo. Sin embargo, el convertidor analógico-digital (A/D) requiere una señal de alto nivel para optimizar su rendimiento. En muchos casos se emplea un módulo amplificador para dar a las posibles señales de bajo nivel la amplitud deseada. También se utilizan módulos amplificadores para normalizar la salida de tensión de todos los sensores a una tensión común; por ejemplo, de 0 a 5 V corriente continua.

*Resistencias:* se utilizan módulos especiales para convertir resistencias, tales como termómetros de platino, en una señal de salida de tensión lineal, y proporcionar las corrientes de excitación necesarias para esta conversión. Debería señalarse que la conversión a una señal lineal puede introducir imprecisiones, y estas pueden resultar críticas en algunas aplicaciones.

#### *Función de adquisición de datos*

La función de adquisición de datos consiste en explorar la salida de los sensores o de los módulos de acondicionamiento de los sensores a una velocidad predeterminada, y convertir las señales en un formato legible por computadora.

Para adaptar los diferentes tipos de sensores meteorológicos, el equipo que realiza esta función está dotado de diversos tipos de canales de entrada/salida, que abarcan las posibles características de salida eléctrica de los sensores o de los módulos acondicionadores de señal. El número total de canales de cada tipo depende de las características de salida de los sensores y está determinado por el tipo de aplicación.



*Entradas analógicas:* el número de canales analógicos está normalmente comprendido entre 4 y 32. En general, una configuración básica puede ampliarse con módulos adicionales que incorporen más canales de entrada. Los canales de entrada analógicos son particularmente importantes, pues la mayoría de los sensores meteorológicos utilizados normalmente para medir temperatura, presión y humedad, proporcionan una señal de tensión en forma directa, o lo hacen indirectamente a través de módulos de acondicionamiento del sensor.

Las tareas de adquisición de datos son la exploración de los canales y su conversión de analógico a digital. Un analizador de barrido es sencillamente un conmutador que permite que un convertidor A/D dé servicio a muchos canales de entrada analógicos. Mediante programas informáticos se pueden controlar esos conmutadores para seleccionar cualquier canal para el procesamiento en un momento dado. El convertidor A/D transforma la información analógica original en datos legibles por computadora (código digital, binario). La resolución A/D se especifica en bits. Una resolución A/D de 12 bits corresponde aproximadamente a un 0,025% de toda la gama o escala A/D; una de 14 bits, a un 0,006%; y una de 16 bits a un 0,001 5%.

*Entrada/salida digital paralelo:* el número total de canales individuales está generalmente agrupado en bloques de 8 o 16 bits, con posibilidades de expansión. Se utilizan con bits individuales como detectores de estado, o como entrada de sensores con salida digital paralelo (por ejemplo, veletas con salidas codificadas en código Gray).

*Pulsos y frecuencias:* el número de canales está limitado en general a 2 o 4. Los sensores típicos son sensores de velocidad del viento y pluviómetros (de cubeta basculante). Se utilizan contadores de baja y alta velocidad que acumulan los pulsos en memorias de la unidad central de procesamiento. El sistema que registra pulsos o el estado cerrado-abierto de un transductor se conoce con el nombre de registrador de acontecimientos.

*Puertos digitales serie:* se trata de canales individuales de entrada/salida serie asíncronos para comunicación de datos con sensores inteligentes. Los puertos proporcionan comunicaciones convencionales entre dispositivos a distancias cortas (RS232, varios metros) y largas (RS422/485, varios kilómetros). En la misma línea y en el mismo puerto de entrada puede haber distintos sensores o sistemas de medición, y cada uno de ellos es direccionado secuencialmente mediante palabras codificadas.

### 1.2.2.2 **Procesamiento de datos**

El equipo de procesamiento de datos constituye el núcleo principal de la unidad central de procesamiento, y sus principales funciones son actuar como el control maestro de la entrada y salida de los datos hacia, o desde, una unidad central de procesamiento así como el procesamiento adecuado de todos los datos de entrada mediante el programa informático pertinente.

El equipo funciona mediante un microprocesador. Los microprocesadores no cambian los principios de las mediciones meteorológicas ni de las prácticas de observación, pero permiten a quien concibe el instrumento realizar funciones técnicas en una nueva forma para efectuar las mediciones más fácil y rápidamente, y con mayor seguridad, y dotar al instrumento de más capacidades, sobre todo para el tratamiento de datos. La adopción de microprocesadores reduce notablemente el costo del equipo para algunas aplicaciones. Procede señalar, no obstante, que las expectativas más amplias a las que puede responder este dispositivo conducirán muchas veces a un rápido aumento del costo, y considerablemente subestimado, del desarrollo de los programas.

Los sistemas automatizados de observación meteorológica existentes están provistos generalmente de microprocesadores de 8 bits y memoria limitada (32 a 64 kbytes). Los sistemas nuevos que utilizan microprocesadores de 16 o 32 bits, dotados de una considerable cantidad de memoria de semiconductores (hasta 1 Mbyte) se están convirtiendo en la norma. Estos sistemas automatizados de observación meteorológica ofrecen más posibilidades de entrada/salida con velocidades de procesamiento mucho más altas y son capaces de llevar a cabo cálculos complejos. Junto con los nuevos equipos también se aplican programas informáticos

sofisticados que hace unos años solo existían para sistemas de minicomputadoras. La unidad puede estar provista de diferentes tipos de memoria, como memorias de acceso aleatorio (RAM) para almacenamiento de datos y programas, memorias programables solo de lectura (PROM) no volátiles para almacenamiento de programas (los programas se introducen mediante un programador PROM), y PROM borrables eléctricamente (EEPROM) no volátiles, utilizadas sobre todo para el almacenamiento de constantes que pueden modificarse directamente por medio del programa. En la mayoría de las estaciones, la memoria RAM está equipada con una batería de seguridad que evita la pérdida de datos durante los cortes de energía eléctrica. Para las estaciones que no funcionan en tiempo real y no disponen de medios de transmisión de datos, estos pueden almacenarse en memorias externas. Los dispositivos mecánicos con cintas utilizados con tal fin durante muchos años se están sustituyendo por tarjetas de memoria (RAM con batería de seguridad, EEPROM, etc.), de una fiabilidad mucho mayor.

### 1.2.2.3 **Transmisión de datos**

La parte de transmisión de datos de la unidad central de procesamiento constituye el vínculo con el “mundo exterior”, que puede ser el observador local o el personal de mantenimiento, el sistema central de procesamiento en red del Servicio Meteorológico e Hidrológico Nacional, o incluso directamente usuarios de información meteorológica. El equipo está conectado a la unidad central de procesamiento por medio de puertos de entrada/salida serie o paralelo, de los que se dispone normalmente. Los medios más apropiados para la transmisión de datos dependen sobre todo del emplazamiento de que se trate y del equipo de transmisión de que se disponga. Ninguna solución única puede considerarse universalmente superior, y a veces la cadena de transmisión requiere el uso de varios medios (véase la sección 1.3.2.10).

### 1.2.3 **Equipo periférico**

*Suministro de energía:* el diseño y la capacidad de una EMA dependen fundamentalmente del método utilizado para la alimentación eléctrica. Las características más importantes del suministro de energía a una EMA son la elevada estabilidad y el funcionamiento sin interferencia. Por razones de seguridad, y debido al uso generalizado y a la facilidad de disponer de acumuladores de 12 V en los automóviles, conviene considerar la posibilidad de emplear alimentación eléctrica de 12 V corriente continua. Cuando se dispone de red de energía eléctrica, los acumuladores pueden ser cargados en régimen lento y continuo con la energía de la propia red. Este sistema tiene la ventaja de proveer automáticamente la energía de emergencia en caso de avería en la red general. Las EMA instaladas en lugares remotos donde no se dispone de red de energía eléctrica deben alimentarse con baterías que pueden o no ser recargadas por medio de una fuente de energía auxiliar, por ejemplo un grupo electrógeno diésel, un generador eólico o hidráulico, o paneles solares. Sin embargo, esos sistemas de baja capacidad de almacenamiento de energía no pueden, en general, dar servicio a los sensores más complicados necesarios para medir la altura de las nubes y la visibilidad, pues consumen grandes cantidades de energía. Además, las EMA provistas de equipo auxiliar como calentadores (anemómetros, pluviómetros) y aspiradores también pueden consumir mucha energía, por lo que la instalación de una EMA queda limitada a lugares donde se dispone de energía de red. Si, debido a la necesidad de un sistema versátil y completo, solo la red puede suministrar suficiente energía para el pleno funcionamiento, deberían tomarse medidas para apoyar, al menos con un suministro de reserva, el reloj del sistema, el procesador y cualquier memoria volátil que pueda contener datos recientes necesarios para poner de nuevo en marcha automáticamente la estación.

*Reloj en tiempo real:* una parte esencial del procesamiento de datos es el reloj en tiempo real durante las 24 horas del día, alimentado por una batería, que garantiza el mantenimiento de la hora durante los cortes de energía. Asegurar la precisión de los relojes de las EMA requiere una atención especial para garantizar las lecturas, los intervalos de muestreo y los registros de horas correctos. En algunas EMA se utilizan dispositivos para sincronizar el reloj con señales horarias de referencia difundidas por radio o por el Sistema de posicionamiento global (GPS).

*Equipo de prueba incorporado:* las partes fundamentales de una EMA comprenden a menudo componentes cuyo mal funcionamiento o avería degradaría considerablemente la salida

principal o la privaría de toda utilidad. La inclusión de circuitos para verificar automáticamente la condición de estos componentes representa un medio eficaz de controlar continuamente su rendimiento durante el funcionamiento. Se pueden citar a título de ejemplo: el detector de fallos en el suministro de energía, el cual reactiva el procesador y mantiene el funcionamiento de la estación después de un fallo de energía; un temporizador de control (“watchdog”) para verificar el debido funcionamiento de los microprocesadores; y circuitos de prueba para controlar el funcionamiento de los subsistemas de la estación, como voltaje de la batería y funcionamiento del cargador, aspiradores (pantallas de temperatura y humedad); convertidores A/D; calefactores, etc. La información sobre el estado puede mostrarse automáticamente *in situ* o pasarse a la unidad central de procesamiento con fines de control de la calidad y el mantenimiento.

*Visualizador local y terminales:* para cumplir los requisitos operativos a menudo hay que introducir observaciones o editarlas manualmente, por ejemplo en las estaciones meteorológicas semiautomáticas. Para ello, según los requisitos y la concepción de la estación, se utilizan diferentes tipos de terminales locales, entre ellos un sencillo visualizador numérico LED con teclado, que forma parte de la unidad central de procesamiento; una pantalla con teclado, o incluso una pequeña computadora personal instalada a cierta distancia y a cubierto. Con fines de mantenimiento se emplean a veces terminales manuales especiales que pueden conectarse directamente en la estación. Para aplicaciones particulares como las EMA en aeropuertos o las estaciones simples de ayuda al observador, se conectan monitores digitales para visualizar los datos en uno o más lugares del emplazamiento. Previa petición, puede agregarse a la estación una impresora o registradores gráficos.

### 1.3 PROGRAMAS INFORMÁTICOS DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS

Un principio rector al concebir o especificar una estación meteorológica automática es que el costo de desarrollo y prueba de los programas sea uno de los principales elementos financieros del conjunto. A menos que se tenga sumo cuidado en la concepción preliminar y se ejerza gran disciplina durante la codificación, los programas complejos resultan pronto inflexibles y su mantenimiento, muy difícil. Ligeros cambios en los requisitos, como los que puede imponer frecuentemente la necesidad de un nuevo sensor, o modificaciones en los códigos, o la introducción de cambios en los criterios de control de la calidad, pueden dar lugar muchas veces a revisiones importantes, y sumamente costosas, de los programas.

En general, puede establecerse una distinción entre programas de aplicaciones que consisten en algoritmos para procesar debidamente los datos con arreglo a las especificaciones de los usuarios, y programas de sistemas intrínsecamente relacionados con la configuración del microprocesador y que comprende todos los programas para desarrollar y ejecutar programas de aplicaciones.

En la sección 1.1.3 anterior se ofrecen recomendaciones sobre el desarrollo de algoritmos para las EMA. En OMM (1987) se aborda la concepción de algoritmos para EMA sinópticas, y en OMM (1991) para el procesamiento de datos sobre el viento en superficie. En OMM (2003) puede encontrarse información sobre los algoritmos utilizados por los Miembros. Para información más detallada sobre muestreo, reducción de datos y gestión de la calidad, deberían consultarse los capítulos que se ocupan de estos temas de la parte IV.

#### 1.3.1 Programas informáticos de los sistemas

Los programas de muchas de las EMA existentes son desarrollados por el fabricante, de conformidad con las necesidades del usuario, y se almacenan en la memoria de la unidad central de procesamiento (denominada *firmware* o programación fija) en un formato no legible por el usuario, con lo que la unidad central de procesamiento se convierte en una especie de caja negra. El usuario solo puede ejecutar instrucciones determinadas con anterioridad y, por lo tanto, depende totalmente del fabricante en caso de mal funcionamiento o de modificaciones.

Afortunadamente, con la creciente demanda de sistemas de adquisición de datos para el control de procesos industriales se han abierto nuevas posibilidades. Los usuarios pueden desarrollar ahora sus propios programas para aplicaciones (o encargárselos a una compañía de programación, o incluso al fabricante de la estación), utilizando lenguajes de programación como Basic, Pascal o, en particular, C, y empleando conjuntos de utilidades fácilmente disponibles para adquisición, estadísticas, almacenamiento y transmisión de datos. Como consecuencia, el usuario adquiere mayor conocimiento y tiene más control sobre los diferentes procesos, por lo que depende menos del fabricante de la estación.

En sistemas recientes, cada vez se recurre más a sistemas operativos multitarea/multiusuario probados en tiempo real, de los que en el pasado solo se disponía para minicomputadoras. Se habla de *tiempo real* porque todas las operaciones son activadas mediante interrupciones de los equipos y programas informáticos; *multitarea* porque pueden ejecutarse diversas clases de tareas casi simultáneamente de acuerdo con una prioridad determinada de antemano, y *multiusuario* porque diferentes usuarios pueden acceder al sistema casi simultáneamente. Los programadores pueden centrar toda su atención en el desarrollo de programas de aplicaciones en el lenguaje que elijan, dejando el difícilísimo y complejo control y la ejecución de las tareas al sistema operativo.

### 1.3.2 **Programas informáticos para aplicaciones**

Las funciones de procesamiento que han de realizarse mediante la unidad central de procesamiento, las interfaces del sensor, o una combinación de ambos, dependen hasta cierto punto del tipo de EMA y de su finalidad. Sin embargo, normalmente hay que efectuar algunas de las operaciones siguientes, si no todas: inicialización, muestreo de la salida del sensor, conversión de la salida del sensor en datos meteorológicos, linealización, promediado, entrada manual de observaciones, control de la calidad, reducción de datos, formateado y verificación de mensajes, y almacenamiento, transmisión y visualización de datos. El orden en que pueden disponerse estas funciones es solo aproximadamente secuencial. El control de la calidad puede efectuarse a distintos niveles: inmediatamente después del muestreo, con posterioridad a obtener variables meteorológicas, o tras la introducción manual de datos y el formateado del mensaje. Si no se verifica el control de la calidad de los datos y el contenido de los mensajes, es probable que los datos de la EMA contengan errores no detectados. Si bien la linealización puede ser inherente al módulo de acondicionamiento de la señal o al sensor, debería efectuarse siempre antes del cálculo de un valor medio.

La ejecución de programas para aplicaciones se rige por un programador de tiempo que controla cuándo deben ejecutarse tareas específicas. La descripción que se hace en los párrafos siguientes sobre los programas para aplicaciones de las EMA se limita a algunos aspectos prácticos relacionados con las estaciones meteorológicas automáticas.

#### 1.3.2.1 **Inicialización**

La inicialización es el proceso en el que se preparan todas las memorias, se determinan todos los parámetros operativos y se ponen en funcionamiento los programas para aplicaciones. Para poder iniciar el funcionamiento normal, lo primero que necesita el programa es conocer cierto número de parámetros relativos, entre otras cosas, a la estación (distintivo de la estación, altitud, latitud y longitud); fecha y hora; ubicación física del sensor en la sección de adquisición de datos; tipo y características de los módulos de acondicionamiento del sensor; constantes de conversión y de linealización para convertir la salida del sensor en valores meteorológicos; límites absolutos y de la velocidad de cambio con fines de control de la calidad; y publicación del fichero tras la puesta en memoria intermedia de datos. Según la estación, la totalidad o una parte de estos parámetros pueden introducirse localmente o ser modificados por el usuario por medio de menús interactivos en un terminal. En la última generación de EMA, la inicialización puede realizarse a distancia, por ejemplo, por el sistema central de procesamiento de la red o por una computadora personal remota. Además de la inicialización completa, debería programarse una

inicialización parcial. De esa manera se restablece automáticamente el funcionamiento normal, sin pérdida alguna de datos almacenados, tras una interrupción temporal causada por ajustes del reloj en tiempo real, el mantenimiento, la calibración o un corte de energía.

### 1.3.2.2 **Muestreo y filtrado**

El muestreo puede definirse como el proceso de obtención de una secuencia debidamente espaciada de mediciones de una variable. Para procesar digitalmente señales de sensores meteorológicos surge la cuestión sobre la frecuencia con que deberían muestrearse las salidas del sensor. Es importante asegurarse de que las secuencias de las muestras representan debidamente los cambios importantes en la variable atmosférica a medir. Una regla empírica generalmente aceptada es muestrear al menos una vez durante la constante de tiempo del sensor. Sin embargo, como algunas variables meteorológicas tienen componentes de alta frecuencia, primero debería procederse a un filtrado o suavizado adecuados seleccionando sensores con constante de tiempo apropiadas o mediante técnicas de filtrado y suavizado en los módulos de acondicionamiento de la señal (véase el capítulo 2 de la parte IV).

Habida cuenta de la necesidad de que los sensores sean intercambiables y los datos observados sean homogéneos, se recomienda<sup>12</sup>:

- a) que las muestras destinadas a calcular promedios se obtengan a intervalos de tiempo regulares que:
  - i) no excedan la constante de tiempo del sensor; o bien,
  - ii) no excedan la constante de tiempo de un filtro de paso bajo analógico que siga la señal de salida linealizada de un sensor de respuesta rápida; o bien,
  - iii) su número sea suficiente para asegurar que la incertidumbre del promedio de las muestras se reduce a un nivel aceptable, por ejemplo, menor que la exactitud que se requiera del promedio;
- b) que las muestras que se utilicen para estimar los valores extremos de las fluctuaciones se tomen a frecuencias al menos cuatro veces mayores que las especificadas en los subapartados i) o ii) anteriores.

### 1.3.2.3 **Conversión de datos sin procesar**

La conversión de datos sin procesar de un sensor consiste en la transformación de los valores eléctricos de salida de los sensores o de los módulos de acondicionamiento de señales en unidades meteorológicas. El proceso comprende la aplicación de algoritmos de conversión utilizando constantes y relaciones obtenidas durante los procedimientos de calibración.

Una consideración importante es que algunos sensores no son lineales por su propia naturaleza, es decir, que sus salidas no son directamente proporcionales a las variables atmosféricas medidas (por ejemplo, un termómetro de resistencia), que en algunas mediciones influyen variables externas en una relación no lineal (por ejemplo, en algunos sensores de presión y humedad influye la temperatura) y que, aunque el propio sensor puede ser lineal o incorporar circuitos de linealización, las variables medidas no están linealmente relacionadas con la variable atmosférica que interesa (por ejemplo, la salida de un nefobasímetro de haz rotatorio con fotodetector y codificador de ángulo del eje que proporcionan la intensidad de luz retrodispersada en función del ángulo no es lineal en relación con la altura de las nubes). Como consecuencia, es necesario incluir correcciones para la no linealidad en los algoritmos de conversión, siempre y cuando no se haya hecho ya por los módulos de acondicionamiento de la señal. La linealización reviste particular importancia cuando hay que calcular valores medios durante un período de tiempo.

<sup>12</sup> Recomendación 3 (CIMO-X), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su décima reunión (1989).

En efecto, cuando la señal del sensor no es constante a lo largo del período de promediado, la secuencia de las operaciones “promediar y luego linealizar” puede producir resultados diferentes de la secuencia de “linealizar y luego promediar”. El procedimiento correcto consiste en promediar únicamente variables lineales.

#### 1.3.2.4 **Valores meteorológicos instantáneos**

La variabilidad natural en pequeña escala de la atmósfera, la introducción de ruido en el proceso de medición por dispositivos electrónicos y, en particular, la utilización de sensores con constantes de tiempo pequeñas, hacen del promediado un proceso sumamente deseable para reducir la incertidumbre de los datos comunicados.

Con el fin de normalizar los algoritmos de promediado se recomienda<sup>13</sup>:

- a) que la presión atmosférica, la temperatura del aire, la humedad del aire, la temperatura de la superficie del mar y la visibilidad, entre otras, sean comunicadas como medias de 1 a 10 minutos, obtenidas después de la linealización de la salida del sensor;
- b) que el viento, exceptuando las ráfagas de viento, sea comunicado como media de 2 o de 10 minutos, obtenida después de la linealización de la salida del sensor.

Estos valores medios han de considerarse como valores “instantáneos” de variables meteorológicas para utilizarlos en la mayoría de las aplicaciones operativas, y no deberían confundirse con las muestras instantáneas sin procesar de los sensores ni con los valores medios de períodos de tiempo más largos requeridos para algunas aplicaciones. Como valores instantáneos adecuados se sugieren para la mayoría de las variables promedios de 1 minuto, siempre que sean aplicables. Se exceptúan las mediciones del viento (véase el apartado b) anterior) y de las olas (promedios de 10 o 20 minutos). Teniendo en cuenta la discrepancia de las observaciones entre los datos de ráfagas máximas obtenidos mediante sistemas de medición del viento con diferentes tiempos de respuesta, se recomienda que las características de filtrado de un sistema de medición del viento sean tales que los valores de ráfagas máximas comunicados representen un promedio correspondiente a un intervalo de tres segundos. Debería comunicarse el promedio más alto obtenido en un intervalo de tres segundos. En la práctica, esto supone el muestreo de la salida del sensor, y el cálculo de la media móvil de 3 segundos, al menos una a cuatro veces por segundo.

En el capítulo 2 de la parte IV se indican algunas magnitudes específicas que necesitan la conversión de datos así como el promediado antes de la conversión.

#### 1.3.2.5 **Introducción manual de observaciones**

Para algunas aplicaciones hay que desarrollar rutinas de terminal interactivas que permitan al observador introducir y editar observaciones visuales o subjetivas para las que no se dispone en la estación de sensores automáticos. Estas comprenden normalmente el tiempo presente y pasado, el estado del suelo, y otros fenómenos especiales.

#### 1.3.2.6 **Reducción de datos**

Además de los datos meteorológicos instantáneos, obtenidos directamente de los datos muestreados después de la conversión apropiada, hay que determinar otras variables meteorológicas operativas y calcular magnitudes estadísticas. La mayoría de ellas se basan en valores instantáneos almacenados, en tanto que otros datos se obtienen a una frecuencia de muestreo más alta, por ejemplo en el caso de cálculos de ráfagas de viento. Entre los ejemplos de reducción de datos cabe citar el cálculo de valores de temperatura del punto de rocío obtenidos

<sup>13</sup> Recomendación 6 (CIMO-IX), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión (1985).



con mediciones originales de la humedad relativa y la temperatura del aire, y la reducción de la presión al nivel medio del mar. Los datos estadísticos comprenden datos extremos en uno o más períodos (por ejemplo, temperatura), cantidades totales (por ejemplo, lluvia) en períodos de tiempo concretos (de minutos a días), medias de diferentes períodos de tiempo (datos climatológicos), y valores integrados (radiación). Estas variables o magnitudes pueden calcularse también en una EMA o en un sistema central de procesamiento de la red, donde se dispone normalmente de más potencia de cálculo.

La CIMO participa en un amplio programa de estudio y normalización de algoritmos para todas las variables. Los resultados están recogidos en OMM (2003).

Existen recomendaciones formales para el cálculo de la tendencia de la presión<sup>14</sup> y de las cantidades de humedad<sup>15</sup> (capítulo 4 de la parte I (anexo 4.B)).

En 1952 la OMM estudió los métodos de reducción de la presión utilizados por los Miembros (OMM, 1954) y alcanzó la conclusión de que se practica la "fórmula internacional" (utilizando la fórmula de Laplace o las tablas de Angot) o algunos métodos "simplificados" (por ejemplo, para las estaciones "de bajo nivel"<sup>16</sup>, véase el capítulo 3 de la parte I). Como resultado de esta encuesta, se llevó a cabo un estudio de la normalización de los métodos de reducción y se recomendó una ecuación general de reducción de la presión como norma<sup>17</sup> (OMM, 1964). Sin embargo, este método recomendado, la "fórmula internacional" y los métodos basados en fórmulas simplificadas siguen siendo una práctica común (OMM, 1968).

#### 1.3.2.7 **Cifrado de mensajes**

En los requisitos funcionales se estipula frecuentemente el cifrado de mensajes meteorológicos conforme figura en OMM (2011b). Según el tipo de mensaje y los elementos que deban codificarse, los mensajes pueden generarse de forma automática o semiautomática. La generación de mensajes totalmente automática supone que todos los elementos que deben cifrarse sean datos mensurables, en tanto que en la generación semiautomática ha de intervenir un observador para introducir observaciones visuales u objetivas como tiempo presente y pasado, estado del suelo y tipo de nubes. Los algoritmos de cifrado de mensajes no deberían subestimarse, y requieren considerables esfuerzos no solo para prepararlos, sino también para actualizarlos cuando se modifican los formatos a causa de reglamentaciones internacionales, regionales y nacionales. También ocupan una considerable cantidad de memoria, lo cual puede ser muy importante en estaciones de pequeño rendimiento. Procede señalar que los datos de observación se pueden transmitir a un sistema central de procesamiento de la red, donde generalmente se dispone de más potencia de cálculo para cifrar los mensajes.

#### 1.3.2.8 **Control de la calidad**

La finalidad del control de la calidad en una EMA es minimizar automáticamente el número de observaciones imprecisas y el número de observaciones que se pierden, mediante equipo y rutinas de programas adecuados. Las finalidades se cumplen cuando se tiene la seguridad de que cada observación se calcula a partir de un número razonablemente grande de muestras de datos de calidad controlada. De esta forma, se pueden aislar y excluir las muestras con grandes errores espurios, y continuar realizando el cálculo, sin influencia alguna de esa muestra.

El control de la calidad garantiza la calidad y coherencia de los datos obtenidos, que se consigue mediante un conjunto de procedimientos minuciosamente diseñados que se centran en las

<sup>14</sup> Recomendación 7 (CIMO-IX), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión (1985).

<sup>15</sup> Recomendación 7 (CIMO-X), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su décima reunión (1989).

<sup>16</sup> Recomendación 13 (CIMO-I), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su primera reunión (1953) y adoptada por el Consejo Ejecutivo en su cuarta reunión.

<sup>17</sup> Sobre la base de las recomendaciones del Comité de Trabajo II sobre "Reducción de la presión" en la primera reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM, 1954, parte 2).



prácticas de buen mantenimiento, reparación, calibración, y verificaciones de la calidad de los datos. Actualmente, no hay un conjunto acordado de procedimientos o normas para las diversas plataformas de EMA, por lo que debería desarrollarse y documentarse dicho conjunto de procedimientos.

En las EMA modernas, los resultados de los procedimientos de control de la calidad de los datos para sensores que revelen las razones de una medición dudosa o errónea, y los resultados de las autoverificaciones del equipo mediante dispositivos de prueba incorporados, se almacenan en memorias intermedias de gestión interna. Los visualizadores de esos indicadores de estado constituyen un instrumento muy práctico para el mantenimiento sobre el terreno. La transmisión de las memorias intermedias de gestión interna —bien como apéndice del mensaje de observación de rutina o como mensaje de control interno temporizado o a petición, desde una red de EMA hasta un sistema central de procesamiento de la red— es un posible y valioso procedimiento para mantener el equipo meteorológico.

Los procedimientos de control de la calidad en tiempo real de datos de EMA son sumamente aconsejables, y en el capítulo 1 de la parte IV se dan recomendaciones detalladas, y en OMM (1993) como procedimientos básicos de control de la calidad. A continuación figura una explicación práctica de las recomendaciones.

#### *Verificaciones en el sensor*

*Verificaciones en el sensor:* se trata de verificaciones en cada muestra del sensor en la fase más temprana posible del procesamiento, teniendo en cuenta las funciones de respuesta de acondicionamiento del sensor y de la señal, para un valor admisible y una velocidad de cambio admisible.

*Valor admisible:* con esta verificación se trata de comprobar que el valor medido se encuentra en los límites absolutos de variabilidad. Esos límites están relacionados con la naturaleza de la variable o del fenómeno meteorológico, pero dependen también del rango de medición de los sensores seleccionados y del equipo de adquisición de datos. Pueden efectuarse otras verificaciones de los límites, en función de la zona geográfica, de la estación y del momento del año. En OMM (1993), cuadros 6.3 a 6.9 del capítulo 6, se exponen los límites sugeridos de esas verificaciones adicionales. Las verificaciones dan una clasificación del estado de los valores como correctos, erróneos o sospechosos.

*Velocidad de cambio admisible:* se trata de verificar la velocidad de cambio admisible con respecto a un nivel anterior aceptable. La eficacia de la verificación depende de la coherencia temporal, o de la persistencia, de los datos, y lo mejor es aplicarla a datos de alta resolución temporal (elevada frecuencia de muestreo), pues la correlación entre muestras adyacentes aumenta con la frecuencia de muestreo. Una dificultad obvia es determinar realmente la rapidez con que puede cambiar una variable atmosférica, teniendo en cuenta las características de respuesta del sensor de que se trate. Pueden efectuarse verificaciones de coherencia temporal adicionales utilizando comparaciones de datos entre dos informes consecutivos. En OMM (1993) figuran tolerancias de verificación para diferentes períodos de tiempo en las escalas sinópticas (1, 2, 3, 6 y 12 horas) para la temperatura del aire, el punto de rocío y la tendencia de la presión.

#### *Verificaciones entre sensores*

Es posible efectuar verificaciones de coherencia interna de una variable con respecto a otras, sobre la base de principios físicos y meteorológicos establecidos. He aquí algunos ejemplos: la temperatura del punto de rocío no puede exceder de la temperatura ambiente; la precipitación sin nubes en lo alto o que acaben de pasar es muy improbable; la velocidad del viento no nula y la varianza de la dirección del viento nula indican claramente un problema del sensor de dirección del viento, mientras que una velocidad media del viento nula y una dirección del viento no nula (varianza) indican un sensor de velocidad del viento defectuoso.

### *Observaciones introducidas manualmente*

Cuando se introduce manualmente en la EMA una magnitud observada pueden realizarse las verificaciones en el sensor y entre sensores, según lo mencionado en los párrafos anteriores. Se sugieren algunas verificaciones de coherencia especiales en OMM (1993) relativas a tiempo presente con visibilidad; tiempo presente con nubosidad; información sobre nubosidad, tiempo y nubes; tiempo presente con temperatura del aire; tiempo presente con temperatura del punto de rocío; altura de las nubes con tipos de nubes; y estado del mar con velocidad del viento.

### *Verificaciones del equipo*

Durante el funcionamiento, el rendimiento de una EMA se deteriora debido al envejecimiento de los componentes del equipo, por la exposición a situaciones no sometidas a prueba, a causa de un mantenimiento insuficiente, por un fallo del producto, etc. Por lo tanto, es importante aplicar y ejecutar periódicamente en forma automática procedimientos de autoverificación internos utilizando equipo de prueba incorporado al equipo de la EMA, y poner los resultados de esas pruebas a disposición del personal adecuado o almacenarlos en memorias intermedias de gestión interna. Se pueden examinar esas memorias, y utilizarse la información de estado para clasificar las mediciones como correctas, erróneas o sospechosas.

### *Verificación de mensajes*

En las EMA provistas de programas para el cifrado de mensajes y su transmisión por el Sistema Mundial de Telecomunicación es sumamente importante ejecutar todas las verificaciones citadas con sumo cuidado. Además, debería controlarse si se cumple la reglamentación sobre carácter, número, formato, etc. En el caso de valores clasificados como sospechosos hay que considerar la adopción de medidas apropiadas.

## 1.3.2.9 **Almacenamiento de datos**

Los datos procesados y observados manualmente, incluyendo la información sobre la situación del control de la calidad (datos de gestión interna), deben pasarse a la memoria intermedia o almacenarse durante algún tiempo en la EMA. Esto comprende la actualización de la base de datos pertinente en tiempo real. El dimensionamiento de la base de datos y la memoria requerida se determinan en función del posible número máximo de sensores, datos intermedios, magnitudes obtenidas y de la autonomía requerida de la estación. En general, se adopta una estructura de memoria circular que posibilita sobrescribir nuevos datos de entrada sobre datos antiguos tras un período determinado previamente. La estructura de la base de datos debería permitir el acceso fácil y selectivo por medio de algoritmos de transferencia y transmisión de datos.

Según los requisitos de observación y el tipo de estación, los datos pueden transferirse a intervalos regulares desde la memoria principal de la EMA hasta otras clases de dispositivos de almacenamiento removibles.

## 1.3.2.10 **Transmisión de datos**

Con arreglo a los requisitos operativos y a los medios de transmisión de datos, la transmisión entre una EMA y los usuarios locales o el sistema central de procesamiento de la red se puede realizar de diferentes modos, como sigue:

- a) como respuesta a instrucciones externas, que es el modo fundamental más frecuente, pues permite un mayor control de la estación, por ejemplo, en lo que respecta a inicialización, establecimiento y restablecimiento del reloj en tiempo real, prevención de fallos de los sensores, transferencia selectiva de base de datos, etc.; al recibirse los datos, tras el control de transmisión de una instrucción externa, una tarea planificada activa la tarea o subrutina apropiada solicitada por la instrucción;

- b) a intervalos periódicos controlados por el programador horario de la EMA;
- c) en condiciones de alarma de la EMA cuando se traspasan ciertos umbrales meteorológicos.

En general, para la transferencia y el control adecuados de datos, y para los protocolos de transmisión, se pueden utilizar conjuntos de programas de transmisión de datos fácilmente disponibles. Como los medios de transmisión de datos están sometidos a diversas fuentes de interferencia, hay que prestar mucha atención a la codificación adecuada de errores, por ejemplo bits de paridad y códigos de redundancia cíclica. A continuación figura un breve examen de algunas opciones de telecomunicaciones para el establecimiento de una red de EMA.

#### *Comunicaciones unidireccionales*

Una simple red de EMA podría utilizar comunicaciones unidireccionales en las que las estaciones remotas funcionan sobre la base de un ciclo programado para explorar los canales de los sensores, o de otro modo, cuando se activan las condiciones de alarma, para comunicar con la computadora central de control y adquisición de datos mediante marcación telefónica, y tras haber establecido la comunicación, transmitir sus mensajes de datos. Cada EMA podría tener una interfaz serial para conectar con un módem analógico, y los datos se transmitirían, por ejemplo, a una velocidad de 9 600 bits por segundo (bps) mediante tonos de audiofrecuencia. La ventaja de este sistema de comunicaciones punto a punto es que utiliza tecnología simple bien establecida y líneas de calidad telefónica ordinarias. El costo, que debería ser reducido, depende de una fórmula tarifaria que incluye la distancia y el tiempo de conexión. Los inconvenientes son que la seguridad de los datos solo es limitada; que los volúmenes de datos deben ser relativamente bajos; que no pueden utilizarse estructuras de red potentes; y que las compañías de telecomunicaciones pueden restringir el acceso futuro a los circuitos de datos analógicos a medida que la tecnología avanza inexorablemente hacia las redes digitales de banda ancha.

#### *Comunicaciones bidireccionales*

Una red más potente tiene comunicaciones bidireccionales que permiten a la computadora central verificar el estado de las estaciones de la red, no solo a las horas sinópticas, o cada hora, sino sobre la base de un acceso aleatorio cuando un predictor o hidrólogo desee obtener información actualizada sobre las condiciones meteorológicas en un lugar o lugares particulares. Las estaciones remotas iniciarían el procedimiento para enviar sus propios mensajes de alarma en tiempo real. La comunicación bidireccional también permite a la estación remota enviar instrucciones para modificar su modo de funcionamiento, o para descargar nuevos programas informáticos operativos en su procesador.

#### *Comunicaciones de la red de estaciones meteorológicas automáticas*

La red podría utilizar comunicaciones por línea terrestre o radiocomunicaciones (especialmente para los lugares muy distantes) o ambas conjuntamente. La ventaja de utilizar un proveedor de servicios de telecomunicaciones es que este es responsable de cualquier mantenimiento del servicio de red y probablemente de las interfaces de comunicaciones, y debe responder con prontitud a la notificación de fallos por el gestor del sistema de la EMA. Cabe señalar la necesidad de poder determinar en qué extremo de la interfaz de comunicaciones (EMA o circuitos de telecomunicaciones) se ha producido el fallo, lo cual puede resultar problemático. Las redes de EMA han utilizado a menudo circuitos de marcación en la red telefónica pública conmutada (RTPC), con costos relacionados con la distancia y el tiempo de conexión, según las tarifas del proveedor local de comunicaciones. La otra opción es tener una "red privada" basada en líneas arrendadas especializadas de una calidad definida. No se registran retrasos en la conmutación para establecer los circuitos, pueden utilizarse velocidades de transmisión más altas, y se puede asegurar que el circuito será mantenido. Los costos de arrendamiento dependen de las distancias de la línea, pero no del volumen de datos. Los costos son más elevados que para las conexiones mediante marcación en los casos en que el volumen de datos es relativamente bajo.

### *Red digital de servicios integrados*

Muchos organismos de telecomunicaciones ofrecen una red digital de servicios integrados que proporciona la transmisión de voz, datos y vídeo con modulación de pulsos codificados mediante cables y conmutaciones modernizados de RTPC. Un canal básico ofrece una transmisión de datos de 64 kbps, que puede comprender protocolos de conmutación por paquetes X.25 o de retransmisión de tramas. Los circuitos digitales proporcionan un nivel de seguridad muy alto para los datos.

### *Comunicaciones de red de área extensa*

Dado el crecimiento mundial del tráfico de datos y la utilización de modernos protocolos de comunicación, así como el aumento de la capacidad informática y de almacenamiento de datos en terminales remotos, actualmente es corriente considerar la EMA remota y la computadora central de control y adquisición de datos como nodos de una red de área extensa (WAN). El mensaje de datos o control se divide en "paquetes" según las normas (protocolos) como X.25 o protocolos de retransmisión de tramas (*frame relay*) más rápidos. Cada paquete de datos es encaminado a través de la red de datos con conmutación del proveedor de telecomunicaciones y puede llegar a su destino por medio de diferentes vías (haciendo un uso eficaz de la red con otros paquetes no relacionados). Ya en el lugar de destino, los paquetes se reconstruyen según el protocolo tras haber sufrido retrasos variables para reformar el mensaje. La detección de errores con el reenvío automático de paquetes dañados o perdidos asegura una transmisión fiable. Cabe señalar el contraste con RTPC ordinarias basadas en tecnología de conmutación de circuitos, en las que se asigna una línea especializada para la transmisión entre dos partes. La conmutación de circuitos es ideal cuando los datos en tiempo real (como audio y vídeo en directo) deben transmitirse rápidamente y llegar en el mismo orden en el que se enviaron. La conmutación de paquetes es más eficiente y sólida para los datos que pueden resistir algún breve retraso en la transmisión. Los costos de los mensajes están relacionados con el tiempo de conexión y con el volumen de datos. Debería existir un medio para finalizar la conexión de forma fiable cuando se haya completado la adquisición de datos, ya que una EMA defectuosa podría mantener la línea abierta e incurrir en costos no deseados.

### *Retransmisión de tramas y modo de transferencia asíncrono*

La retransmisión de tramas (*frame relay*) es un protocolo de formación de redes y conmutación de paquetes para la conexión de dispositivos en una red WAN, funcionando a una velocidad de transmisión de datos de 64 kbps a 2 Mbps o superior, según la calidad de la línea. A diferencia de una línea privada punto a punto, la conmutación de redes tiene lugar entre la EMA y la estación central. En efecto, hay una línea privada hasta un nodo en la red de retransmisión de tramas, y el lugar distante tiene una línea privada hasta un nodo de retransmisión de tramas cercano. El usuario obtiene una "red privada virtual". Los costos son decrecientes e independientes del volumen de datos o del tiempo de conexión. Sin embargo, en algunas áreas la retransmisión de tramas se está reemplazando por tecnologías más nuevas y rápidas, como el modo de transferencia asíncrono (ATM). Este protocolo trata de conjugar lo mejor de ambos sistemas: la distribución garantizada de las redes de conmutación de circuitos y la solidez y eficiencia de las redes de conmutación de paquetes.

### *Protocolo de transmisión*

Una norma *de facto* para la transmisión entre computadoras por medio de redes es el Protocolo de control de transmisión/protocolo Internet (TCP/IP). El protocolo Internet (IP) especifica el formato de los paquetes, denominados "datagramas" y el esquema de direccionamiento. El TCP, de nivel más elevado, establece una conexión virtual entre la fuente y el destino de modo que los flujos de datos bidireccionales puedan pasar durante un tiempo y que los datagramas sean proporcionados en la secuencia correcta con la corrección de errores mediante la retransmisión. El TCP también se ocupa del movimiento de datos entre aplicaciones informáticas. El funcionamiento de Internet se basa en los protocolos TCP/IP, y el IP se utiliza asimismo en las redes WAN, en las que los nodos tienen capacidad de procesamiento y se intercambian altos

volúmenes de datos a través de la red. El IP permite a los organismos nacionales y regionales de carreteras intercambiar por medio de una Intranet privada los datos de EMA y los análisis de las condiciones viales realizados en la computadora de la estación central.

#### *Circuitos conmutados o especializados*

Es necesario decidir si deben utilizarse circuitos de datos conmutados, más económicos, en los que el acceso a la red de telecomunicaciones se comparte con otros usuarios, o arrendar circuitos especializados mucho más costosos que proporcionan comunicaciones fiables, de alta velocidad y en tiempo real. La red conmutada tendría cierta demora, con un retraso de hasta algunos segundos en el establecimiento del circuito, pero los protocolos de conmutación de paquetes resuelven esta situación sin dificultad. La consideración de la fiabilidad, la cantidad de datos que se intercambian mediante cada mensaje o las “descargas” especiales en las estaciones remotas, así como la necesidad operativa de comunicaciones efectivas en tiempo real, contribuirán a la selección. El factor estacional también influirá en la selección del tipo de comunicaciones. Si solo se hace un uso crítico de los datos meteorológicos sobre las carreteras durante unos meses al año, el mantenimiento de una red de comunicaciones especializada durante todo el año impone unos altos costos generales por mensaje. Los costos reales del mensaje dependerán de las fórmulas tarifarias de la empresa de telecomunicaciones, y comprenderán factores como la velocidad de transmisión de datos, la distancia del enlace, el tiempo de conexión y si la compañía proporciona los módems. Las empresas de telecomunicaciones locales estarán dispuestas a ofrecer orientación sobre las opciones de los servicios que ofrecen.

#### 1.3.2.11 **Mantenimiento y calibración**

En los programas de aplicaciones se incorporan rutinas específicas que permiten el mantenimiento y la calibración *in situ*. Esas actividades comprenden generalmente la utilización de programas interactivos para probar determinado sensor, la reconfiguración de la EMA en caso de sustitución de sensores o modelos, el restablecimiento de los parámetros del sistema, pruebas de telecomunicaciones, la introducción de nuevas constantes de calibración, etc. En general, el mantenimiento y la calibración se realizan en un modo de funcionamiento fuera de línea, interrumpiendo temporalmente el funcionamiento normal de la estación.

#### 1.3.2.12 **Visualización de datos**

Además de las rutinas de visualización de datos para las diversas funciones mencionadas en los párrafos anteriores, en los requisitos sobre la explotación se especifica muchas veces que los datos seleccionados deberían visualizarse localmente, con actualización periódica en tiempo real o en visualizadores LED, terminales existentes o pantallas especiales. Como ejemplos, cabe citar las EMA en aeropuertos y los lugares de control del medio ambiente. En algunos países hay que proceder a la impresión local de datos o a la visualización gráfica mediante registradores gráficos.

### 1.4 **CONSIDERACIONES SOBRE EL EMPLAZAMIENTO DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS**

El emplazamiento de una EMA es una cuestión muy difícil y todavía hay mucho que investigar al respecto. El principio general es que la estación debería proporcionar mediciones que sean y sigan siendo representativas de la zona circundante, cuya extensión dependerá de la aplicación meteorológica. Las directrices existentes para las estaciones clásicas también son válidas para las estaciones automáticas y figuran en la parte I de la Guía, así como en OMM (2010a, 2010b y 2014).

Algunas EMA tienen que funcionar sin personal durante largos períodos de tiempo en emplazamientos de difícil acceso, tanto en tierra como en el mar. Los costos de construcción pueden ser elevados y los servicios pueden conllevar gastos extraordinarios. Tienen que poder funcionar con suministro de energía poco fiable o procedente de emplazamientos en que no se

dispone de un suministro de energía permanente. Sería preciso considerar la disponibilidad de medios de telecomunicación. Por supuesto, las estaciones han de poder soportar condiciones meteorológicas extremas, y deben tomarse medidas de seguridad (contra descargas eléctricas, inundaciones, robo, vandalismo, etc.). El costo para disponer de sistemas capaces de funcionar en cualesquiera circunstancias previsibles en una estación automática es prohibitivo, y antes de especificar o concebir una EMA es imprescindible conocer plenamente el entorno de trabajo previsto. En una de las primeras fases de la planificación se debería realizar un análisis detallado de la importancia relativa de los requisitos meteorológicos y técnicos, de manera que se puedan elegir y aprobar emplazamientos adecuados antes de llevar a cabo importantes inversiones en instalación.

## 1.5 PROCESAMIENTO CENTRALIZADO DE DATOS DE LA RED

Normalmente, una EMA forma parte de una red de estaciones meteorológicas, y transmite sus datos o mensajes procesados a un sistema central de procesamiento de datos de red, a través de diversos medios de transmisión de datos. La especificación de los requisitos funcionales, y consiguientemente técnicos, de un sistema central es una tarea compleja y muchas veces subestimada. Requiere una buena cooperación entre el proyectista de la EMA, especialistas en telecomunicaciones, especialistas en programación y usuarios de datos. Es preciso tomar decisiones sobre las tareas que deben ejecutarse en el sistema central y en las EMA. En efecto, según la aplicación, ciertas funciones de una EMA podrían transferirse al sistema central, en el que se dispone de más potencia de cálculo y más memoria. Como ejemplos pueden citarse largos cálculos matemáticos, como la reducción de la presión atmosférica, y el cifrado de mensajes meteorológicos. Las memorias intermedias de datos de las EMA pueden reducirse a un mínimo operativo cuando dichos datos se transfieren regularmente al sistema central. Una buena práctica es llegar a un acuerdo sobre los requisitos funcionales del sistema central y de la EMA, antes de especificar sus requisitos técnicos.

### 1.5.1 Composición

La composición de un sistema central de procesamiento de datos de la red depende considerablemente de las funciones que vayan a realizarse, pero también de las instalaciones locales. Pueden utilizarse potentes computadoras personales o estaciones de trabajo, que funcionan en un entorno de multitarea y multiusuario en tiempo real. Sin embargo, se emplean los sistemas de telecomunicación y procesamiento existentes. Los sistemas centrales de procesamiento de datos de la red se integran cada vez más en una red local que permite la distribución y ejecución de tareas en el lugar más conveniente por las personas más adecuadas.

Las principales funciones de un sistema central de red son: adquisición de datos, incluida la decodificación de mensajes procedentes de la red de la EMA; control remoto y gestión interna de las EMA; supervisión de la red y control de la calidad de los datos; procesamiento adicional de datos para responder a las necesidades de los usuarios; acceso a la base de datos de la red; visualización de datos; y transferencia de datos a usuarios internos y externos. Esto último puede comprender el Sistema Mundial de Telecomunicación, si los datos se intercambian internacionalmente.

### 1.5.2 Control de la calidad de los datos de la red

Este tema se trata en el capítulo 1 de la parte IV. Se recomienda que los operadores de redes<sup>18</sup>:

- a) establezcan y pongan a prueba sistemas para el control de las mediciones en tiempo casi real en los cuales los valores informados se verifiquen periódicamente comparándolos con los campos analizados que corresponden al mismo punto de realización de mediciones;

<sup>18</sup> Recomendación 5 (CIMO-IX), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión (1985).



- b) establezcan procedimientos eficaces de enlace entre el servicio de supervisión y los servicios de calibración y mantenimiento correspondientes, a fin de facilitar la rápida respuesta a los informes de averías o desperfectos provenientes del sistema de vigilancia.

Los procedimientos automáticos de control de errores en una EMA tienen sus limitaciones, y es posible que no se puedan detectar algunos errores, incluso con los controles más sofisticados, como desviaciones de larga duración en sensores y módulos. La transmisión de datos desde una EMA es otra fuente de error. Por lo tanto, se recomienda que los procedimientos adicionales de control de la calidad se ejecuten mediante un sistema de supervisión de la red que forme parte del sistema central de la red. Los procedimientos de control de la calidad más importantes en ese sistema de supervisión son:

- a) detección de errores de transmisión de datos; las rutinas requeridas dependen del protocolo de transmisión y de los códigos de redundancia cíclica utilizados;
- b) comprobación del formato y del contenido de los mensajes cifrados de la OMM (OMM, 1993);
- c) procesamiento adicional de datos para excluir o tratar de otro modo datos señalados como erróneos por los ficheros de gestión interna de la EMA.

Los sistemas de visualización interactivos permiten también llevar a cabo el control de la calidad complementario de los datos de entrada. Las series temporales de una o más variables y de una o más estaciones pueden presentarse en pantallas de color, y es posible utilizar análisis estadísticos realizados por personal formado y experimentado, para detectar anomalías de breve y de larga duración no siempre detectadas por algoritmos de control de la calidad totalmente automáticos.

Los algoritmos de supervisión, en que se prueban regularmente los valores comunicados en el espacio y en el tiempo cotejándolos con un campo numérico analizado, son pruebas muy valiosas para identificar los errores y establecer la necesidad de adoptar medidas de investigación o correctivas. Debido a las fluctuaciones de bajo nivel o turbulentas en la presión atmosférica, y a la confianza con que pueden suprimirse influencias geográficas locales normalizando todas las observaciones a un nivel de referencia común, la presión atmosférica constituye uno de los mejores medios para este tipo de control de calidad. Promediando en el tiempo o en el espacio diferentes observaciones también podrían someterse a este análisis otras variables. Sin embargo, es preciso considerar y tener en cuenta detenidamente los efectos orográficos locales.

## 1.6 MANTENIMIENTO

El costo del servicio para una red de estaciones automáticas en tierra, y en particular en el mar, puede ser muy superior al de su adquisición. Por lo tanto, la concepción de las EMA para lograr las mejores posibilidades de fiabilidad y mantenimiento reviste capital importancia. Con frecuencia se justifica la protección especial contra factores ambientales, incluso con elevados costos iniciales.

Es evidente que todo sistema complejo requiere apoyo para el mantenimiento. El mantenimiento correctivo es necesario por los fallos de los componentes. Los componentes del equipo pueden fallar por múltiples razones, pero también pueden hacerlo los programas informáticos a causa de errores de concepción, que quizá no se detecten durante mucho tiempo. Para minimizar el mantenimiento correctivo y aumentar el rendimiento de una EMA, se recomienda un mantenimiento preventivo debidamente organizado. Todos los componentes del sistema requieren un mantenimiento preventivo y no solo la limpieza de elementos y la lubricación de partes mecánicas. En vista de la creciente fiabilidad de los componentes electrónicos de una EMA, el mantenimiento preventivo, en particular los servicios y la calibración de los sensores, se convertirá en el factor determinante del mantenimiento.

El mantenimiento adaptable es necesario para tener en cuenta los rápidos cambios de la tecnología y la disponibilidad de piezas de repuesto después de algunos años. En efecto,



con frecuencia sucede que los costos de reparación y de los componentes aumentan velozmente cuando deja de distribuirse un sistema, por lo que es necesario sustituir módulos por otros de tecnología diferente, pues rara vez se encuentran piezas exactas. Como ejemplos cabe citar la transferencia de datos desde un medio de registro a otro y de programas y sistemas operativos de un procesador a otro, la introducción de cambios modulares para la fiabilidad del sistema, la conexión con nuevos sistemas de telecomunicaciones, etc. Para reducir esta clase de gastos de mantenimiento conviene establecer normas ampliamente aceptadas sobre el equipo y las interfaces, así como para los programas, e incluirlas en las especificaciones técnicas de la EMA.

Dado que el mantenimiento de una red de estaciones automáticas es una tarea que frecuentemente se subestima mucho, resulta esencial organizarlo según un plan racional en el que se detallan y se organizan todas las funciones de modo que se minimicen los costos, sin influir adversamente en los resultados. La estructura modular de muchas estaciones automáticas modernas permite realizar el mantenimiento sobre el terreno, o en centros regionales y nacionales.

*Mantenimiento sobre el terreno:* en general, no es aconsejable reparar los sensores u otros módulos de las EMA sobre el terreno, pues las condiciones no son favorables para un trabajo eficaz. Además, como los costos de personal son elevados y los del equipo relativamente bajos, es más rentable desechar módulos averiados que repararlos. Se recomienda que el mantenimiento correctivo sobre el terreno lo haga personal técnico especializado de un centro regional o nacional, según el tamaño del país, y que se deje el mantenimiento preventivo sencillo al observador local (cuando existe). La transmisión periódica de información de autodiagnóstico por la EMA es una práctica muy conveniente para reparar rápidamente las averías.

*Centro regional:* en un centro regional se debería disponer de personal técnico para cambiar o reparar los módulos y sensores que requieran la detección y subsanación de defectos sencillos. El personal tendría que conocer bien el funcionamiento del equipo de la estación y estar especializado en la ejecución de rutinas de mantenimiento de programas. Esos centros regionales deberían estar provistos de equipo de prueba apropiado y de suficientes módulos y sensores de repuesto para facilitar el mantenimiento de las estaciones de su región. En esos centros debe haber medios de transporte adecuados para realizar la labor sobre el terreno. Se deberían planificar y visitar periódicamente los emplazamientos remotos para comprobar si hay problemas de funcionamiento, vandalismo, cambios en las condiciones del emplazamiento, etc. Es necesario establecer procedimientos para realizar visitas de emergencia a las diversas estaciones, sobre la base de las prioridades determinadas de cada estación.

*Centro nacional:* en un centro nacional se necesita personal técnico más especializado que fuera capaz de detectar y solucionar problemas complejos en sensores, módulos y medios de transmisión de datos. Se debería disponer del equipo necesario para comprobar y corregir todos los componentes de una EMA, y el trabajo tendría que efectuarse en el centro. Cualquier defecto reiterado debería comunicarse a los diseñadores o a los proveedores para corregirlo.

Como los programas desempeñan un importantísimo papel en las EMA y en el sistema central de procesamiento de la red, se necesita personal con profundos conocimientos de la EMA y del sistema central de la red. Se debería disponer de los medios necesarios para el desarrollo y las pruebas de programas. Además, el centro nacional tendría que poder ejecutar todas las tareas relacionadas con el mantenimiento adaptable.

En cuanto al control de la calidad de los datos de la red, conviene establecer procedimientos de enlace eficaces entre el servicio de supervisión y el servicio de mantenimiento y calibración adecuado, para facilitar la rápida respuesta a los informes de avería o fallos procedentes del sistema de supervisión.

El plan expuesto anteriormente es adecuado para países de gran extensión. En países más pequeños, las tareas de los centros regionales pueden ser asumidas por el centro nacional. Los países en desarrollo podrían considerar la posibilidad de establecer acuerdos de mantenimiento comunes con países vecinos o la creación de un centro de mantenimiento internacional común, a fin de que los costos de mantenimiento sean razonablemente bajos. Sin embargo, para que exista esa cooperación internacional probablemente habría que utilizar equipo similar. Si el Servicio

Meteorológico no puede ampliar su personal o sus instalaciones, se podría recurrir a servicios contratados para muchas de las funciones de apoyo. Esto puede negociarse, por ejemplo, como parte de la adquisición del sistema. Ahora bien, todo contrato de mantenimiento tendría que prepararse minuciosamente, y la realización del contrato debería verificarse con el mayor cuidado por el personal competente.

En el capítulo 1 de la parte IV figuran sugerencias sobre técnicas de gestión de la calidad.

## 1.7 CALIBRACIÓN

Los sensores, en particular los sensores de las EMA con salidas eléctricas, presentan desviaciones de exactitud en el tiempo y, en consecuencia, es preciso inspeccionarlos y calibrarlos regularmente. En principio, el intervalo de calibración viene determinado por las especificaciones de desviación proporcionadas por el fabricante y por la exactitud requerida. Las intercomparaciones internacionales de instrumentos de la OMM proporcionan asimismo algunas indicaciones objetivas de las desviaciones de exactitud de los sensores y de los intervalos de calibración apropiados. Como los módulos de acondicionamiento de la señal y los equipos de adquisición y de transmisión de datos forman igualmente parte de la cadena de medición, también hay que controlar o calibrar periódicamente su estabilidad y su correcto funcionamiento. El resumen que se ofrece a continuación se limita a los aspectos prácticos relacionados con las EMA. Para obtener información más detallada sobre técnicas y métodos de calibración véanse los diferentes capítulos de la parte I y el capítulo 4 de la parte IV de la Guía.

*Calibración inicial:* es fácil pasar por alto el requisito previo, antes de adquirir e instalar una EMA, de disponer de los medios e instrumentos de calibración adecuados para poder verificar las especificaciones del fabricante, probar el rendimiento global de la estación y verificar que el transporte no haya afectado las características de medición del equipo.

*Inspección sobre el terreno:* la comparación periódica de sensores de las EMA con patrones itinerantes en la estación supone un requisito indispensable para vigilar el funcionamiento de los sensores. Son preferibles los patrones itinerantes con características de filtrado similares a la cadena de medición de las EMA y con lectura digital. En muchos países se utilizan dos patrones itinerantes del mismo tipo para evitar posibles problemas de variación de la exactitud a causa del transporte. A fin de poder detectar pequeñas desviaciones, los patrones itinerantes deberían tener una exactitud muy superior a la de los sensores de la estación pertinente, y tendrían que instalarse durante el proceso de comparación en las mismas condiciones ambientales que los sensores, durante un período de tiempo suficientemente largo. Al igual que ocurre en los módulos de acondicionamiento de la señal y en el equipo de adquisición de datos, por ejemplo el convertidor A/D, también pueden mostrar diferencias de rendimiento, por lo que deberían utilizarse fuentes de referencia eléctrica adecuadas y multímetros para localizar anomalías.

Los patrones itinerantes y las fuentes de referencia deben compararse con los patrones de trabajo del laboratorio de calibración antes y después de las inspecciones sobre el terreno. Cuando se detecten diferencias en la exactitud hay que informar cuanto antes al servicio de mantenimiento.

*Calibración en laboratorio:* los instrumentos que hayan llegado al fin de su intervalo de calibración, los instrumentos que presenten una desviación en la exactitud que rebase los límites autorizados durante una inspección sobre el terreno y los instrumentos reparados por el servicio de mantenimiento, deberían enviarse a un laboratorio de calibración antes de utilizarlos de nuevo. La calibración de los sensores tendría que realizarse en un entorno acondicionado (cámaras ambientales) mediante patrones de trabajo adecuados. Esos patrones de trabajo deberían compararse y calibrarse periódicamente con patrones secundarios y ser trazables respecto de patrones internacionales.

Habría que prestar también atención a la calibración de los diferentes componentes que constituyen la cadena de medición y de telemetría, en particular los módulos de acondicionamiento de la señal. Esto abarca los patrones de tensión, intensidad de corriente, capacitancia y resistencia apropiados, el equipo de prueba de transmisión y multímetros digitales

de gran precisión. Para la calibración hay que utilizar instrumentos o sistemas de adquisición de datos sumamente precisos. Para calcular las constantes de calibración conviene disponer de una computadora. Esas constantes acompañarán al sensor o al módulo permanentemente hasta la siguiente calibración, y deben introducirse en la EMA siempre que se sustituya o instale un sensor o un módulo en ella durante un mantenimiento sobre el terreno.

Debería establecerse un programa de comparaciones periódicas de los patrones secundarios del laboratorio de calibración con los patrones primarios nacionales, internacionales o regionales de la OMM.

## 1.8 FORMACIÓN

Como una EMA se basa en la aplicación de tecnología que difiere considerablemente del equipo de estaciones y redes tradicionales, debe llevarse a cabo un examen exhaustivo de los programas de formación existentes y de las aptitudes del personal técnico requerido. Todo nuevo programa de formación debería organizarse con arreglo a un plan concebido para responder a las necesidades de los usuarios. En particular, tendría que abarcar el mantenimiento y la calibración descritos anteriormente, y adaptarse al sistema. La conversión indispensable del personal existente, incluso si tiene muchos años de experiencia con estaciones convencionales, no es siempre posible, y puede dar lugar a graves problemas si ese personal no dispone de los conocimientos básicos sobre los sensores eléctricos, las técnicas digitales y de microprocesador o el uso de computadoras. Tal vez sea necesario contratar a nuevo personal que disponga de esos conocimientos. El personal competente en los diferentes sectores abarcados por las estaciones automáticas debería estar presente bastante antes de instalarse una red de EMA (véase OMM, 1997).

Es fundamental que los fabricantes del equipo de EMA proporcionen documentación operativa y técnica muy completa, así como cursos de formación técnica y operativa. En general se necesitan dos tipos de documentación del fabricante: manuales de usuario para la formación sobre el funcionamiento y el uso del sistema, y manuales técnicos con documentación más compleja en la que se describan con todos los detalles técnicos las características de funcionamiento del sistema, hasta el equipo secundario e incluso el nivel de componentes electrónicos, incluidas las instrucciones sobre mantenimiento y reparación. Puede considerarse que esos manuales constituyen la documentación básica de los programas de formación proporcionados por el fabricante, y han de poder servir de referencia cuando ya no se disponga de especialistas del fabricante para asistencia directa.

En algunos países tal vez convenga organizar cursos de formación comunes en un centro de capacitación que abarque países vecinos. Naturalmente, como mejor funcionará ese centro de formación será asociándose con un centro de instrumentos designado y si los países que reciben el servicio se han puesto de acuerdo en la utilización de equipo normalizado similar.

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Organización Meteorológica Mundial, 1954: *Reduction of Atmospheric Pressure*. Technical Note No. 7 (WMO-No. 36, TP. 12). Ginebra.
- , 1964: *Note on the Standardization of Pressure Reduction Methods in the International Network of Synoptic Stations: Report of a Working Group of the Commission for Synoptic Meteorology*. Technical Note No. 61 (WMO-No. 154, TP. 74). Ginebra.
- , 1968: *Methods in Use for the Reduction of Atmospheric Pressure*. Technical Note No. 91 (WMO-No. 226, TP. 120). Ginebra.
- , 1987: *Some General Considerations and Specific Examples in the Design of Algorithms for Synoptic Automatic Weather Stations*. (D.T. Acheson). Instruments and Observing Methods Report No. 19 (WMO/TD-No. 230). Ginebra.
- , 1988: *WMO International Ceilometer Intercomparison (United Kingdom, 1986)* (D.W. Jones, M. Ouldridge and D.J. Painting). Instruments and Observing Methods Report No. 32 (WMO/TD-No. 217). Ginebra.
- , 1989a: *WMO International Hygrometer Intercomparison* (J. Skaar, K. Hegg, T. Moe and K. Smedstud). Instruments and Observing Methods Report No. 38 (WMO/TD-No. 316). Ginebra.
- , 1989b: "Preliminary results of the WMO automatic sunshine duration measurement comparison 1988/89 in Hamburg" (K. Dehne), en *Papers Presented at the Fourth WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-IV)*. Instruments and Observing Methods Report No. 35 (WMO/TD-No. 303). Ginebra.
- , 1990: *The First WMO Intercomparison of Visibility Measurements (Reino Unido 1988/1989)* (D.J. Griggs, D.W. Jones, M. Ouldridge and W.R. Sparks). Instruments and Observing Methods Report No. 41 (WMO/TD-No. 401). Ginebra.
- , 1991: *Guidance on the Establishment of Algorithms for Use in Synoptic Automatic Weather Stations: Processing of Surface Wind Data* (D.J. Painting). Instruments and Observing Methods Report No. 47 (WMO/TD-No. 452). Ginebra.
- , 1992a: *Vocabulario Meteorológico Internacional (OMM-Nº 182)*. Ginebra.
- , 1992b: *The WMO Automatic Digital Barometer Intercomparison* (J.P. van der Meulen). Instruments and Observing Methods Report No. 46 (WMO/TD-No. 474). Ginebra.
- , 1993: *Guía del Sistema Mundial de Proceso de Datos (OMM-Nº 305)*. Ginebra.
- , 1994: "WMO solid precipitation measurement intercomparison: Preliminary results" (B. E. Goodison, E. Elomaa, V. Golubev, T. Gunther y B. Sevruck), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*. Instruments and Observing Methods Report No. 57 (WMO/TD-No. 588). Ginebra.
- , 1997: *Guidance on Automatic Weather Systems and their Implementation*. Instruments and Observing Methods Report No. 65 (WMO/TD-No. 862). Ginebra.
- , 2000: "Operation of automated surface observing systems in harsh climatological environments" (M. D. Gifford, G. M. Pearson y K. Hegg), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2000)*. Instruments and Observing Methods Report No. 74 (WMO/TD-No. 1028). Ginebra.
- , 2003: *Algorithms Used in Automatic Weather Stations: Evaluation of Questionnaire* (M.D. Gifford). Instruments and Observing Methods Report No. 78 (WMO/TD-No. 1160). Ginebra.
- , 2010a: *Guía del Sistema Mundial de Observación (OMM-Nº 488)*. Ginebra.
- , 2010b: *Manual del Sistema Mundial de Observación (OMM-Nº 544)*, volumen I. Ginebra.
- , 2011a: *Guía de prácticas climatológicas (OMM-Nº 100)*. Ginebra.
- , 2011b: *Manual de claves (OMM-Nº 306)*, volúmenes I.1 y I.2. Ginebra.
- , 2011c: *Reglamento Técnico (OMM-Nº 49)*, Volumen I. Ginebra.
- , 2014: *Guía de sistemas meteorológicos de observación y distribución de información para los servicios meteorológicos aeronáuticos (OMM-Nº 731)*. Ginebra.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

Página

CAPÍTULO 2. MEDICIONES Y OBSERVACIONES EN ESTACIONES METEOROLÓGICAS AERONÁUTICAS. . . . .		607
2.1	Generalidades . . . . .	607
2.1.1	Definiciones . . . . .	607
2.1.2	Unidades . . . . .	607
2.1.3	Requisitos . . . . .	607
2.1.4	Métodos . . . . .	609
2.2	Viento en superficie . . . . .	609
2.2.1	Generalidades . . . . .	609
2.2.2	Instrumentos y exposición . . . . .	610
2.3	Visibilidad. . . . .	611
2.3.1	Visibilidad con fines aeronáuticos . . . . .	612
2.3.2	Visibilidad reinante . . . . .	613
2.4	Alcance visual en la pista . . . . .	613
2.4.1	Generalidades . . . . .	613
2.4.2	Métodos de observación . . . . .	613
2.4.2.1	Medición efectuada por un observador. . . . .	613
2.4.2.2	Medición mediante sistemas de video . . . . .	614
2.4.2.3	Medición mediante transmisómetro . . . . .	614
2.4.2.4	Medición mediante medidores de la dispersión frontal o de retrodispersión . . . . .	615
2.4.3	Instrumentos y exposición . . . . .	615
2.4.3.1	Transmisómetros . . . . .	616
2.4.3.2	Medidores de dispersión frontal . . . . .	617
2.4.3.3	Sensor de luminancia de fondo. . . . .	617
2.4.4	Comprobaciones de los instrumentos . . . . .	617
2.4.5	Visualización de los datos . . . . .	618
2.4.6	Exactitud y fiabilidad de las mediciones del alcance visual en pista. . . . .	618
2.5	Tiempo presente . . . . .	619
2.6	Nubes . . . . .	619
2.6.1	Generalidades . . . . .	619
2.6.2	Métodos de observación . . . . .	620
2.6.3	Exactitud de las mediciones de la altura de la base de las nubes . . . . .	621
2.7	Temperatura del aire. . . . .	621
2.8	Punto de rocío . . . . .	621
2.9	Presión atmosférica. . . . .	622
2.9.1	Generalidades . . . . .	622
2.9.2	Instrumentos y exposición . . . . .	623
2.9.3	Exactitud y correcciones en las mediciones de presión . . . . .	624
2.10	Información adicional importante en los aeródromos . . . . .	624
2.10.1	Generalidades . . . . .	624
2.10.2	Alcance visual oblicuo. . . . .	624
2.10.3	Cizalladura del viento . . . . .	625
2.10.4	Inversiones de temperatura acusadas. . . . .	625
2.11	Sistemas automáticos de observación meteorológica . . . . .	625
2.12	Radar. . . . .	626
2.13	Sensor de detección de hielo. . . . .	627
2.14	Detección de rayos . . . . .	627
2.15	Otras observaciones pertinentes. . . . .	627
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA . . . . .		629

## **CAPÍTULO 2. MEDICIONES Y OBSERVACIONES EN ESTACIONES METEOROLÓGICAS AERONÁUTICAS**

### **2.1 GENERALIDADES**

#### **2.1.1 Definiciones**

Este capítulo trata de los requisitos de las observaciones en estaciones meteorológicas aeronáuticas y de los instrumentos y métodos que se utilizan. En tanto que con las observaciones sinópticas se mide en un lugar un valor representativo de una zona bastante extensa, las observaciones meteorológicas con fines aeronáuticos se efectúan generalmente en diversos puntos del aeródromo y de la zona que lo rodea, a intervalos más frecuentes, con el fin de que sean representativas de zonas bastante limitadas, como las de aproximación, aterrizaje y despegue.

La mayoría de las mediciones meteorológicas que han de realizarse son esencialmente las mismas que para otras aplicaciones, y se describen en otros capítulos de esta Guía. Las excepciones son: el alcance visual en la pista, el alcance visual oblicuo, y la cizalladura del viento en niveles bajos, que son específicas de esta aplicación.

#### **2.1.2 Unidades**

Las unidades utilizadas para medir y comunicar las magnitudes meteorológicas con fines aeronáuticos son las mismas que en otras aplicaciones, con las excepciones siguientes:

- a) la velocidad del viento en superficie puede medirse y comunicarse en metros por segundo o nudos<sup>1</sup>, y la dirección del viento<sup>2</sup> en grados sexagesimales en sentido dextrorso a partir del norte geográfico<sup>3</sup> (véase la sección 2.2.1);
- b) la altura de la base de las nubes puede medirse en metros o en pies.

Las unidades seleccionadas dependerán de la práctica nacional, con arreglo a las necesidades de los órganos reguladores de las operaciones aeronáuticas.

#### **2.1.3 Requisitos**

Los requisitos formales para las observaciones aeronáuticas se especifican en el Volumen II del *Reglamento Técnico* (OMM, 2013). En OMM (2014) figuran orientaciones detalladas sobre procedimientos y prácticas. En OMM (2003) se ofrece una guía útil sobre la observación y vigilancia de las condiciones meteorológicas. Debería prestarse especial atención a las estaciones meteorológicas aeronáuticas instaladas en estructuras alejadas de la costa como apoyo a las operaciones de helicópteros (Organización de Aviación Civil Internacional (OACI), 1996).

---

<sup>1</sup> La unidad utilizada para la velocidad del viento será la que decida cada país. Sin embargo, la unidad primaria prescrita en el Volumen II del *Reglamento Técnico* (OMM, 2013) para la velocidad del viento será el metro por segundo, permitiéndose el nudo como unidad alternativa al Sistema Internacional (puede consultarse información adicional en OACI, 2010).

<sup>2</sup> Dirección desde la que sopla el viento en superficie.

<sup>3</sup> Dado que la dirección del viento comunicada a las aeronaves con fines de aterrizaje o de despegue suele convertirse a grados respecto al norte magnético, la visualización de la dirección en las dependencias de los servicios de tránsito aéreo suele presentarse también respecto al norte magnético.



Los requisitos sobre incertidumbre, resolución y rango, y los resultados que pueden lograrse actualmente en las mediciones meteorológicas figuran en el capítulo 1 de la parte I y el grado exactitud operativamente conveniente de algunas mediciones se recoge en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, adjunto A.

A pesar del excelente rendimiento de los aviones modernos, los factores meteorológicos siguen influyendo considerablemente en sus operaciones. La fiabilidad y la representatividad de las observaciones en los aeródromos son muy importantes para realizar con toda seguridad los aterrizajes y los despegues. La observación del viento determinará la pista que se utilizará y los pesos máximos para el despegue y el aterrizaje. La temperatura también es importante e influye en el rendimiento de los motores. Por ello, podría ser necesario reducir la carga transportada o necesitarse una pista más larga para el despegue, particularmente en aeropuertos de países cálidos.

Es preciso efectuar observaciones rutinarias en las estaciones meteorológicas aeronáuticas, en las horas y con la frecuencia determinadas por el país Miembro, para responder a las necesidades de la navegación aérea nacional e internacional, teniendo debidamente en cuenta los acuerdos regionales de navegación aérea. Las observaciones especiales y las no rutinarias se deben atener a los mismos principios. Las observaciones rutinarias en los aeródromos deberían realizarse a intervalos de una hora, o de media hora, durante todo el día o parte de él, o cuando lo requieran las operaciones aeronáuticas, así como observaciones especiales cuando se produzcan cambios determinados entre observaciones de rutina respecto a viento en superficie, visibilidad, alcance visual en la pista, tiempo presente y/o nubosidad. Tales cambios se recogen en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, párrafo 2.3.2. Estas observaciones, en forma de informes cifrados de los tipos METAR o SPECI, se intercambian a nivel internacional entre estaciones meteorológicas aeronáuticas. Otros tipos de informes están destinados solo a las operaciones aeronáuticas, y deberían prepararse conforme definan de común acuerdo las autoridades meteorológicas y aeroportuarias.

Atendiendo a la importancia de las observaciones meteorológicas para la seguridad de la aviación, será esencial que los observadores estén adecuadamente formados y cuenten con una buena capacidad visual. La formación de los observadores debería incluir cursos básicos y cursos periódicos de actualización (véase más información en el *Reglamento Técnico*, Volumen I, parte II, capítulo 4, y en OMM, 2012).

El emplazamiento, la instalación y la naturaleza de los sistemas meteorológicos se detallan en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, capítulo 4, y las especificaciones técnicas y los distintos criterios en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3. Las especificaciones aparecen resumidas en los párrafos siguientes.

Es necesario seleccionar cuidadosamente el emplazamiento apropiado para efectuar observaciones o para instalar instrumentos en estaciones meteorológicas aeronáuticas, con el fin de que las mediciones obtenidas sean representativas de las condiciones predominantes en el aeródromo o en sus inmediaciones. En algunos casos en que se requiere información acerca de una zona extensa tal vez haya que instalar determinados instrumentos en varios emplazamientos para tener la seguridad de que los valores comunicados sean representativos de toda la zona. Así, por ejemplo, en las pistas largas o en los aeródromos de gran tamaño con varias pistas, donde la distancia entre las zonas de aproximación, aterrizaje y despegue puede ser de 2 a 5 km, los valores de ciertos parámetros, como el viento, la altura de la base de las nubes, el alcance visual en la pista, etc., medidos en un extremo de la pista podrían ser muy diferentes de las condiciones existentes en otro lugar de esa misma pista, o en otras zonas del conjunto de pistas destinado a las operaciones aeronáuticas.

En todos los aeródromos, los emplazamientos deberían seleccionarse de modo que los valores medidos de los distintos parámetros meteorológicos sean representativos del propio aeródromo y/o de la zona correspondiente a una pista en particular o a un conjunto de pistas. En los aeródromos en que no se practiquen operaciones de aproximación y aterrizaje de precisión (en pistas para aproximaciones sin instrumentos, o que no son de precisión), este criterio de representatividad será menos restrictivo que en las pistas para aproximaciones de precisión (es decir, en pistas de las categorías I, II o III (véanse OMM, 2014, y OACI, 2011)).



Al seleccionar la ubicación de los instrumentos en un aeródromo, será particularmente importante no solo que el emplazamiento y la exposición de los instrumentos cumplan los requisitos operativos, sino que los instrumentos o su utilización no representen ningún riesgo para la navegación aérea; y que la presencia o movimiento de aeronaves en el aeródromo (maniobras de rodaje, recorridos de despegue, aterrizaje, estacionamiento, etc.) y las diversas instalaciones aeroportuarias no influyan indebidamente en los valores medidos.

Son igualmente importantes los tipos de instrumentos que se utilizarán, así como sus características y los métodos empleados para la presentación y comunicación de los valores medidos de cada parámetro. La exposición, la utilización y el mantenimiento de los instrumentos meteorológicos deberían realizarse conforme a las prácticas, procedimientos y especificaciones señalados en la presente Guía. Las estaciones meteorológicas aeronáuticas se inspeccionarán a intervalos lo suficientemente frecuentes para asegurarse de que se mantiene un alto nivel de calidad de las observaciones, de que los instrumentos y todos sus indicadores funcionan correctamente, y de que la exposición de los instrumentos no ha variado considerablemente (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, párrafo 4.1.4).

Los instrumentos deberían diseñarse de manera que puedan transmitir a distancia, simultáneamente en las dependencias del servicio de tránsito aéreo y en las estaciones y oficinas meteorológicas, datos sobre los valores apropiados de viento en superficie, temperatura, punto de rocío, presión atmosférica, tiempo presente, visibilidad, alcance visual en la pista (si las pistas están equipadas para despegar y aterrizar con niebla) y altura de la base de las nubes, que fueran representativos de las condiciones predominantes en las zonas de aterrizaje y despegue. Los sistemas instrumentales automáticos de medición de la altura de la base de las nubes y el alcance visual en pista son particularmente útiles en las estaciones aeronáuticas.

En los aeródromos en que se efectúen aproximaciones de precisión y, en particular, operaciones de las categorías II, III A o III B, y/o en aeródromos con grandes volúmenes de tráfico, será preferible utilizar sistemas automáticos integrados para la adquisición, el procesamiento y la difusión y visualización en tiempo real de los parámetros meteorológicos que afecten a las operaciones de aterrizaje y despegue. Estos sistemas deberían permitir la introducción manual de datos meteorológicos que no puedan ser medidos por medios automáticos (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, párrafo 4.1.7). Los requisitos con respecto a los sistemas automáticos de observación meteorológica se especifican en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3.

#### 2.1.4 **Métodos**

Los métodos para efectuar mediciones meteorológicas en los aeródromos son esencialmente los mismos que para otras aplicaciones meteorológicas y se describen en otros capítulos de esta Guía. En el presente capítulo se describen algunos de los requisitos sobre emplazamiento y muestreo, junto con varios algoritmos propios de las aplicaciones aeronáuticas.

## 2.2 **VIENTO EN SUPERFICIE**

### 2.2.1 **Generalidades**

En la aviación, las mediciones del flujo de aire y de la cizalladura del viento en niveles bajos en las proximidades de las zonas de aterrizaje y despegue revisten gran interés. Las reglamentaciones al respecto se describen en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, sección 4.1, y con detalles en la parte II, apéndice 3. En los aeródromos internacionales, las dependencias de los servicios de tránsito aéreo (ATS), las torres de control y las oficinas de control de aproximación están equipados generalmente con indicadores de velocidad y dirección del viento, y los controladores del tránsito aéreo facilitan a las tripulaciones de los aviones que aterrizan y despegan la información suministrada por esos indicadores. Para garantizar la debida coherencia, los indicadores de las dependencias ATS y de la estación meteorológica deberían estar conectados a los mismos sensores.

Se miden la dirección y la velocidad medias del viento, así como las ráfagas y las variaciones importantes especificadas de la dirección y la velocidad. Los informes sobre el viento difundidos fuera del aeródromo (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, sección 4.1.5) tienen el mismo contenido que los de las observaciones sinópticas (medias de 10 minutos, y dirección respecto del norte geográfico)<sup>4</sup>, y los valores transmitidos deberían ser representativos de todas las pistas. En los informes locales de rutina y especiales y en los indicadores de viento de las dependencias ATS (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, párrafo 4.1.3.1), el período de promediado será de 2 minutos tanto para la velocidad como para la dirección, y los valores deberían ser representativos de la pista utilizada. Aunque la dirección del viento debería comunicarse con respecto al norte geográfico, expresada en “grados verdaderos” (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, sección 4.6.1, y parte II, apéndice 3, párrafo 4.1.5.1), todavía es práctica habitual que el personal de los ATS informe a la aeronave tomando como referencia el norte magnético (“grados magnéticos”). Las ráfagas deberían determinarse a partir de medias móviles en períodos de 3 segundos. Deberían consultarse el capítulo 5 de la parte I y el capítulo 2 de la parte IV de esta Guía en relación con las precauciones que deben tomarse para muestrear la señal de salida del anemómetro, con el fin de medir la media, las ráfagas y la variabilidad de la velocidad y dirección del viento. El promediado vectorial es preferible al escalar.

Las mediciones del viento necesarias en los aeródromos, como valores medios, valores extremos, etc., deberían determinarse y presentarse preferiblemente de manera automática, en particular cuando se utilicen varios sensores en pistas diferentes. Cuando sea necesario utilizar varios sensores, los indicadores deberán estar claramente señalados para identificar la pista y la sección de pista controladas por cada sensor.

### 2.2.2 Instrumentos y exposición

Los instrumentos de medición del viento utilizados en las estaciones aeronáuticas son generalmente del mismo tipo que los descritos en el capítulo 5 de la parte I. Los coeficientes de retardo de los sensores de dirección y velocidad deberían cumplir los requisitos especificados en ese capítulo.

Los sensores de dirección y velocidad deberían estar situados a unos 10 m por encima de la pista y proporcionar mediciones representativas de las condiciones existentes en las zonas medias de despegue y aterrizaje de la pista.

Para que los sensores de viento instalados en aeródromos sean representativos de las condiciones en las zonas de despegue o aterrizaje, es preciso evitar las perturbaciones o turbulencias debidas a la proximidad y al paso de las propias aeronaves (indicaciones de falsas ráfagas causadas por los aterrizajes y despegues). Por razones análogas, no deberán instalarse demasiado cerca de edificios, colinas, ni lugares sometidos a condiciones microclimáticas (brisa marina, tormentas frecuentes, etc.). La exposición típica preferida para los instrumentos de viento es el terreno despejado, definido como un área en que la distancia entre el anemómetro y cualquier obstáculo es como mínimo 10 veces la altura del obstáculo.

Se recomienda disponer de equipo auxiliar o de reserva para evitar cualquier interrupción en la transmisión de datos a las dependencias ATS en el caso de que falle el instrumento en servicio. Donde las condiciones locales así lo justifiquen, deberían instalarse uno o más grupos de sensores para cada pista en uso. En tales casos, se recomienda utilizar técnicas digitales, ya que estas permiten transmitir datos de un mayor número de sensores a través de uno o dos cables de pares telefónicos, y utilizar indicadores digitales para visualizar las mediciones de viento mediante ledes de diferentes colores. Los visualizadores deberían mostrar la velocidad y dirección del viento “instantáneas” (con una constante de distancia de entre 2 y 5 m), la velocidad y dirección medias del viento durante 2 o 10 minutos, y las velocidades del viento

<sup>4</sup> Generalmente denominado norte “verdadero”, y expresado en “grados verdaderos”. No debería confundirse la palabra “verdadero”, referida al “norte verdadero” o a los “grados verdaderos”, con la de la expresión “viento verdadero” (definido en OMM, 1992a). El “viento verdadero” está representado por el vector de viento respecto de la superficie de la Tierra. Para los objetos en movimiento, como las aeronaves, es el vector suma del viento aparente (es decir, el vector de viento respecto del objeto en movimiento) y la velocidad del objeto.

mínima y máxima. En ocasiones es posible seleccionar lecturas de viento correspondientes a diferentes puntos de medición utilizando el mismo indicador (con lo que se reduce el número de indicadores necesarios).

Al instalar los sensores de viento en el aeródromo se debe prestar especial atención para protegerlos de las descargas atmosféricas durante las tormentas (utilizando pararrayos, sistemas de puesta a tierra del mástil y cables apantallados o de fibra óptica); también debería protegerse el equipo electrónico de procesamiento de datos.

Para mantener el grado de exactitud requerido, los instrumentos de medición del viento deberían mantenerse en buen estado, y comprobarse y recalibrarse con regularidad. Hay que verificar de vez en cuando el funcionamiento de los sensores en un túnel de viento, especialmente en el caso de sistemas analógicos. Cuando se emplean técnicas digitales con prueba automática de ciertas funciones, se requieren menos comprobaciones, pero no se eliminan los errores debidos al rozamiento. Deberán efectuarse comprobaciones periódicas que permitan detectar componentes defectuosos y el deterioro de ciertas partes de los sensores.

Las fuentes de error incluyen el rozamiento, los emplazamientos deficientes y los problemas de transmisión o del equipo de visualización. Pueden producirse también errores debidos al diseño de los propios sensores, y se manifiestan sobre todo en casos de vientos flojos (umbral de rotación demasiado elevado, exceso de inercia) o vientos variables (sobrestimando o subestimando la velocidad del viento, o indicando una dirección incorrecta debido a un amortiguamiento excesivo o inadecuado).

### 2.3 VISIBILIDAD

La definición de alcance óptico meteorológico (MOR) y su estimación o medición mediante instrumentos se tratan en el capítulo 9 de la parte I. La medición de la visibilidad en aeronáutica es una aplicación específica del MOR. Sin embargo, el término MOR no se utiliza todavía habitualmente en la aviación, por lo que en este capítulo se ha mantenido el término “visibilidad” para describir las necesidades operativas. A efectos aeronáuticos, es habitual informar de alcances visuales, como el alcance visual en pista y la “visibilidad con fines aeronáuticos” (VIS-AERO). Obsérvese que esta última es la empleada en los informes y aparece indicada simplemente como “visibilidad”, que difiere de la definición habitual de visibilidad (véase el capítulo 9 de la parte I). Los instrumentos utilizados para medir el MOR sirven también para medir el alcance visual en la pista (véase la sección 2.4) y la VIS-AERO (véase la sección 2.3.1). El *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, secciones 4.2 y 4.3 contiene las descripciones formales para la aviación internacional.

En los aeródromos internacionales, las observaciones de la visibilidad para los informes difundidos fuera del aeródromo deberían ser representativas de las condiciones que imperan en el aeródromo y en sus inmediaciones. Las que se utilizan en los informes para el aterrizaje y el despegue, y que se difunden únicamente dentro del aeródromo, deberían ser representativas de la zona de toma de contacto de la pista, teniendo presente que aquella podría estar a varios kilómetros de distancia de la estación de observación.

En usos aeronáuticos, el rango de medición de la visibilidad está comprendido entre 25 m y 10 km. Los valores iguales o superiores a 10 km figuran como 10 km. Por ello, los sensores deberán ser capaces de medir valores superiores a esa distancia, o de indicar cuándo la medición es superior o igual a 10 km. En contextos operativos, la incertidumbre deseable en la medición es de 50 m en los primeros 600 m, del 10% entre 600 y 1 500 m, y del 20% por encima de 1 500 m (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, adjunto A)). Para mayor información sobre la exactitud de las mediciones, véanse los capítulos 1 y 9 de la parte I.

Atendiendo a los mínimos meteorológicos que determinan las decisiones operativas sobre la posibilidad o no de que una aeronave aterrice o despegue, se debe proporcionar información precisa y fiable siempre que la visibilidad rebase ciertos límites, y concretamente cuando

disminuya o aumente respecto de los valores límite de 800, 1 500 o 3 000 y 5 000 m, en el caso, por ejemplo, del comienzo, la desaparición o la evolución de la niebla o de la precipitación (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, párrafo 2.3.3, apartado b)).

Cuando existan variaciones apreciables de la visibilidad en distintas direcciones, y particularmente cuando estas afecten a las zonas de despegue y aterrizaje, debería proporcionarse esta información adicional con indicación expresa de la dirección de observación; por ejemplo, "VIS 2000 M TO S".

Cuando la visibilidad sea inferior a 800 m, se expresará en tramos de 50 m en la forma VIS 350M; cuando sea igual o superior a 800 m pero inferior a 5 km, en tramos de 100 m; cuando sea de 5 km o superior pero inferior a 10 km, en tramos de 1 km en la forma VIS 7KM; y cuando sea igual o superior a 10 km, se indicará como 10 km, excepto cuando se den las condiciones para utilizar CAVOK (nubes y visibilidad correctas) (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, párrafo 4.2.4.1).

Son aplicables los métodos descritos en el capítulo 9 de la parte I. Las observaciones de visibilidad meteorológica deberá realizarlas un observador con visión "normal", distinguiendo objetos seleccionados con determinadas características a distancias conocidas de la estación meteorológica. Tales observaciones podrán también ser obtenidas mediante instrumentos de medición de la visibilidad, como los transmisómetros o los dispersómetros. La ubicación de los emplazamientos de observación debería permitir una visión continua del aeródromo, incluidas todas sus pistas.

Cuando se utilice un transmisómetro para las mediciones de visibilidad, una línea de base de 75 m resultará adecuada para las operaciones aeronáuticas. Sin embargo, si el instrumento se utiliza también para medir el alcance visual en la pista, la línea de base debería determinarse teniendo en cuenta las categorías de operaciones que rigen en el aeródromo.

### 2.3.1 Visibilidad con fines aeronáuticos

El concepto de visibilidad está definido en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, sección 1.1. El valor de la VIS-AERO es el mayor de los dos siguientes:

- a) la distancia máxima a la que es posible ver y reconocer un objeto negro de dimensiones adecuadas situado cerca del suelo cuando es observado contra un fondo brillante;
- b) la distancia máxima a la que es posible ver e identificar luces cercanas a 1 000 candelas contra un fondo no iluminado.

La VIS-AERO es, de hecho, un "alcance visual" como el alcance visual en la pista, que implica elementos subjetivos, como la eficacia virtual del ojo humano y las luces artificiales. No obstante, la palabra "visibilidad" se utiliza habitualmente sin puntualizar "para fines aeronáuticos", y puede haber confusiones con la definición oficial de "visibilidad" establecida por la OMM (véase el capítulo 9 de la parte I), conocida como MOR (alcance óptico meteorológico). El alcance óptico se basa estrictamente en el estado físico de la atmósfera y no en elementos humanos o artificiales, por lo que se trata de una variable objetiva. Esta visibilidad (con fines aeronáuticos) deberá comunicarse como en los informes METAR. Dado que una estación meteorológica aeronáutica puede estar combinada con una estación sinóptica, los valores de visibilidad en los informes SYNOP diferirán de los indicados en los METAR, aunque hayan sido medidos por un mismo equipo.

La visibilidad para usos aeronáuticos puede medirse y calcularse del mismo modo que el alcance visual en la pista (véase la sección 2.4 para más detalles), con la salvedad de que, para la intensidad de la fuente luminosa,  $I$ , se utilizará un valor constante de 1 000 candelas. Obsérvese que este valor es válido para las luces habitualmente utilizadas durante la evaluación de la visibilidad, que son 10 veces más intensas que las de intensidad moderada (es decir, de 100 candelas; véase el capítulo 9 de la parte I).

### 2.3.2 **Visibilidad reinante**

La visibilidad reinante se define como el valor máximo de la visibilidad, observado de conformidad con la definición de “visibilidad” (para usos aeronáuticos), al que se llega dentro de un círculo que cubre por lo menos la mitad del horizonte o por lo menos la mitad de la superficie del aeródromo. Estas áreas podrían comprender sectores contiguos o no contiguos. Su valor puede ser evaluado por un observador humano y/o por sistemas instrumentales, pero cuando estén instalados instrumentos, se usarán para obtener la mejor estimación de la visibilidad reinante (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, sección 1.1). Para informar de la visibilidad reinante deberían utilizarse las claves METAR y SPECI.

## 2.4 **ALCANCE VISUAL EN LA PISTA**

### 2.4.1 **Generalidades**

El alcance visual en la pista (RVR) es la distancia a la que el piloto de una aeronave situada sobre el eje de la pista puede ver las señales de la superficie de la misma o las luces que la delimitan o que identifican su eje. Esto se aborda en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, sección 4.6.3, y parte II, apéndice 3, sección 4.3. En OACI (2005) se incluyen más detalles sobre la observación y comunicación del RVR. Se recomienda que esta medición se realice en períodos en que la visibilidad horizontal sea inferior a 1 500 m.

Se considera que el nivel medio de los ojos de un piloto de una aeronave situada sobre el eje de una pista se halla a una altura de 5 m aproximadamente. Obsérvese que para las aeronaves de fuselaje ancho la altura de los ojos del piloto podría estar a más de 10 m. En la práctica, el RVR no puede medirse directamente desde la posición de un piloto que mira al eje de pista, sino que constituye una estimación de lo que el piloto vería desde esa posición. No obstante, el RVR debería evaluarse a una altura de aproximadamente 2,5 m por encima de la pista para sistemas por instrumentos o a una altura aproximada de 5 m por encima de la pista por un observador humano (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, párrafo 4.3.1.1).

El RVR debería comunicarse a las dependencias ATS siempre que experimente una variación, de acuerdo con la escala acordada. Normalmente la transmisión de estos informes debería completarse en los 15 segundos posteriores a la observación. Estos informes deberán facilitarse en lenguaje claro.

### 2.4.2 **Métodos de observación**

El RVR puede medirse indirectamente, bien por medio de observadores provistos o no de equipo suplementario, bien mediante equipos instrumentales tales como el transmisómetro o los sensores que miden la luz dispersada, o bien mediante sistemas de video. En los aeródromos, donde se realizan aproximaciones de precisión y, en particular, operaciones de las categorías I, II, III A y III B, deberían efectuarse continuamente mediciones del RVR utilizando los instrumentos apropiados, es decir, transmisómetros o medidores de la dispersión frontal (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, párrafo 4.3.2.1, para las categorías II y III, y lo recomienda para la categoría I en apéndice 3, párrafo 4.3.2.2).

El RVR puede evaluarse entonces para usos operativos empleando tablas o, preferiblemente, mediante equipos automáticos dotados de lectura digital del RVR. Su valor debería calcularse por separado para cada pista, de acuerdo con el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, sección 4.3.5.

#### 2.4.2.1 **Medición efectuada por un observador**

El recuento de las luces de la pista visibles con niebla (o de otras luces paralelas a la pista especialmente instaladas para ese fin) por los observadores puede constituir un método sencillo

y conveniente para determinar el RVR (aunque, para operaciones de aterrizaje instrumental de precisión solo debería emplearse si el sistema instrumental fallase). La dificultad que plantea este método está relacionada con la capacidad de resolución del ojo humano que, a partir de cierta distancia (que depende del observador), no permite distinguir y contar las luces de la pista.

Dado que la posición del observador no es la misma que la del piloto cuando examina las luces de la pista, es esencial utilizar curvas de conversión para determinar el RVR verdadero. Para evaluar el RVR durante el día también podrán utilizarse paneles indicadores específicamente diseñados e instalados a intervalos regulares a lo largo de la pista.

#### 2.4.2.2 **Medición mediante sistemas de video**

Para evaluar el RVR utilizando un sistema de video se emplea una cámara de video y un receptor con el fin de observar señales colocadas a distancias conocidas, consistentes en luces de pista, luces especiales o marcas situadas a lo largo de la pista. Este sistema es también útil para revelar la presencia de bancos de niebla o niebla baja que no se pueden detectar mediante instrumentos.

#### 2.4.2.3 **Medición mediante transmisómetro**

El instrumento actualmente más utilizado para evaluar el RVR es el transmisómetro, que mide el factor de transmisión o transmitancia entre dos puntos de un recorrido atmosférico finito (véase el capítulo 9 de la parte I). El RVR puede determinarse como sigue:

- a) RVR cuando predominan las luces de la pista (RVR basado en el umbral de iluminación): el RVR depende de la transmitancia de la atmósfera, de la intensidad de las luces de la pista y del umbral de iluminancia del observador (y del piloto), que depende a su vez de la luminancia de fondo. Puede calcularse a partir de la siguiente expresión:

$$E_t = I R^{-2} T^{R/a} \quad (2.1)$$

donde  $E_t$  es el umbral visual de iluminancia del observador (piloto), que depende de la luminancia de fondo  $L$ ;  $I$  es la intensidad efectiva de las luces del eje o de los bordes de la pista en la dirección del observador (piloto);  $T$  es la transmitancia medida por el transmisómetro;  $R$  es el RVR; y  $a$  es la longitud de la línea de base del transmisómetro o el recorrido óptico de la luz. Obsérvese que la iluminancia  $E$  del observador (piloto) verifica la ecuación  $E = I / R^2$ . En OACI (2013) figuran los requisitos con respecto a las características de intensidad luminosa de las luces de la pista. De hecho, tanto para las luces del eje como para las del borde, el umbral visual de iluminancia del observador (piloto) depende del ángulo  $\gamma$ , y en consecuencia,  $I$  dependerá de  $R$ . Por lo tanto,  $I = I(R)$  y  $E = E(I, R)$ . El cálculo de  $R$  mediante la ecuación 2.1 solo se puede realizar por métodos iterativos, lo que es relativamente fácil con ayuda de un equipo simple de cálculo numérico. El valor de  $E_t$  se determina con ayuda de un sensor de luminancia de fondo (véase la sección 2.4.3.3).

- b) Evaluación del RVR por contraste (RVR basado en el umbral de contraste): cuando se utilicen señales distintas de las luminosas para guiar a los pilotos durante el aterrizaje y el despegue, el RVR debería determinarse a partir del contraste de determinados objetos con respecto al fondo. Como base de los cálculos debería utilizarse un valor de 0,05 para el umbral de contraste. La fórmula es la siguiente:

$$R = a \frac{\ln 0,05}{\ln T} \quad (2.2)$$

donde  $R$  es el RVR por contraste. Dado que el umbral de contraste es 0,05, el RVR es en este caso idéntico al MOR, es decir:  $R = MOR$ . Obsérvese que el RVR obtenido a partir del umbral de iluminación será siempre mayor o igual que el RVR basado en el umbral de contraste, es decir:  $RVR \geq MOR$ .



#### 2.4.2.4 **Medición mediante medidores de la dispersión frontal o de retrodispersión**

En el capítulo 9 de la parte I se describen los instrumentos utilizados para medir el coeficiente de dispersión frontal o de retrodispersión (conocidos generalmente como dispersómetros o difusómetros). Según los principios físicos de la dispersión de la luz por aerosoles, la incertidumbre en la medición de un sensor de dispersión frontal (con ángulo de dispersión de entre 31° y 32° aproximadamente) es inferior a la de un retrodispersómetro. Por tanto, es preferible el primero. Con esos instrumentos es posible determinar el coeficiente de extinción,  $\sigma$ , que es la variable principal para el cálculo del RVR. La experiencia adquirida y los estudios realizados con sensores de dispersión frontal han puesto de relieve su capacidad para medir el RVR para aplicaciones aeronáuticas (OMM, 1990 y 1992b).

Puesto que la exactitud de un instrumento puede variar de un diseño a otro deberían comprobarse las características de funcionamiento antes de seleccionar un instrumento para evaluar el RVR. Por tanto, la calibración de un sensor de dispersión frontal deberá ser trazable y verificable con respecto a un transmisómetro patrón, cuya exactitud habrá sido verificada para el rango de valores operativos deseado (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, sección 4.3.2).

Un dispersómetro determina, a partir de la luz dispersada recibida, el coeficiente de extinción  $\sigma$  de la atmósfera en el volumen óptico analizado (véase el capítulo 9 de la parte I). Dado que  $\sigma$  es un indicador directo de la visibilidad,  $R$  se puede determinar con relativa facilidad (a partir de  $\sigma$  o del MOR, donde  $\text{MOR} = -\ln 0,05/\sigma \approx 3/\sigma$ ). El RVR se puede determinar como sigue:

- a) RVR cuando predominan las luces de la pista (RVR basado en el umbral de iluminación): el RVR se puede calcular de forma similar al caso del transmisómetro, con la diferencia de que se utilizará  $\sigma$  en lugar de  $T$ . Su valor puede calcularse a partir de:

$$R = \frac{1}{\sigma} \left( \frac{I(R)}{E_t \cdot R^2} \right) \quad (2.3)$$

donde  $R$  es el alcance visual en pista;  $\sigma$  es el coeficiente de extinción (es decir,  $3/\text{MOR}$ );  $E_t$  es el umbral visual de iluminancia del observador (piloto), que depende de la luminancia de fondo; e  $I$  es la intensidad efectiva de las luces del eje o del borde de la pista en la dirección del observador (piloto). Al igual que con el transmisómetro, el cálculo de  $R$  debería ser iterativo.

- b) Evaluación del RVR por contraste (RVR basado en el umbral de contraste): cuando se utilicen señales distintas de las luminosas para guiar a los pilotos durante el aterrizaje y el despegue, el RVR debería determinarse a partir del contraste de determinados objetos con respecto al fondo. Como base de los cálculos debería utilizarse un valor de 0,05 para el umbral de contraste. La fórmula es la siguiente:

$$R = -\ln 0,05 / \sigma = \text{MOR} \quad (2.4)$$

donde  $R$  es el RVR por contraste. Obsérvese que el RVR obtenido a partir del umbral de iluminación será siempre superior al RVR determinado mediante el umbral de contraste, es decir:  $\text{RVR} \geq \text{MOR}$ .

#### 2.4.3 **Instrumentos y exposición**

Para evaluar el RVR los sistemas con instrumentos pueden basarse en transmisómetros o en sensores de dispersión frontal. Las observaciones del RVR deberían efectuarse a una distancia lateral inferior a 120 m respecto del eje de pista. Los emplazamientos para observaciones representativas de la zona de toma de contacto deberían estar situados a unos 300 m a lo largo de la pista desde el umbral. Los emplazamientos de observación representativos de las secciones media y distante de la pista deberían situarse a una distancia de 1 000 a 1 500 m a lo largo de la pista desde el umbral y a unos 300 m del otro extremo de la pista, respectivamente (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, párrafo 4.3.1.2). La posición exacta de esos emplazamientos y, en caso necesario, de otros adicionales (en pistas de gran longitud) debería determinarse después de considerar diversos factores meteorológicos y climatológicos



de tipo aeronáutico, como la existencia de pantanos u otras zonas propensas a la niebla. El RVR debería observarse a una altura aproximada de 2,5 m por encima de la pista para sistemas por instrumentos o a una altura aproximada de 5 m por encima de la pista por un observador humano (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, párrafo 4.3.1.1).

Las dependencias que presten servicios de información aeronáutica y de tránsito aéreo para un aeródromo deberían ser informadas sin retraso de cualquier cambio en el nivel de servicio de los sistemas de observación del RVR.

Habitualmente se utiliza una computadora para calcular el RVR en varios lugares de medición y para presentar las medidas en una pantalla junto con la hora de observación, los factores de transmisión, la luminancia medida en uno o más puntos del aeródromo, y la intensidad de las luces de pista. Los datos se envían a las pantallas de visualización de los ATS, y de las oficinas meteorológicas y otras unidades interesadas, o a impresoras para su registro.

La intensidad de las luces de pista debería introducirse automáticamente en la computadora de acuerdo con el procedimiento descrito en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, sección 4.3.5, o conforme acuerden formalmente las dependencias ATS y la unidad meteorológica local.

Podrán utilizarse también registradores gráficos analógicos o digitales (con referencia temporal) para los factores de transmisión,  $T$ , y para la luminancia de fondo,  $L$ . En las visualizaciones gráficas del RVR debería figurar también adecuadamente el valor registrado de  $E_t$  y de  $I$  (véase la ecuación 2.1).

#### 2.4.3.1 **Transmisómetros**

En el capítulo 9 de la parte I, se ofrece una descripción de los transmisómetros, su instalación en el emplazamiento, el mantenimiento y las fuentes de error, junto con referencias a otras publicaciones.

Un transmisómetro consta de un proyector que emite una luz de intensidad conocida a un dispositivo fotoeléctrico receptor situado a una distancia conocida del proyector. Las variaciones de la transmisión atmosférica debidas a niebla, calima, etc. se miden y registran de manera continua. El instrumento está calibrado para su lectura directa, y expresa el factor de transmisión en porcentaje.

El transmisor y el receptor deben instalarse a la misma altura sobre soportes rígidos, seguros y duraderos y, de ser posible, irrompibles, y de tal modo que las vibraciones del terreno, el hielo, el calentamiento diferencial de los soportes, etc. no afecten negativamente a la alineación de ambas unidades. La altura del recorrido óptico no debería ser inferior a 2,5 m por encima del nivel de la pista.

En cierto tipo de transmisómetros, el emisor y el receptor están incorporados en una misma unidad (véase el capítulo 9 de la parte I). En ese caso es necesario instalar un reflector (por ejemplo, un espejo) en la ubicación habitual del receptor. La luz es enviada hacia el exterior y reflejada de vuelta, por lo que la línea de base es dos veces la distancia entre el emisor/receptor y el equipo reflector. El transmisómetro puede ser de base simple o de doble base, en función de si se van a utilizar uno o dos receptores o reflectores colocados a diferentes distancias.

La longitud de la línea de base de referencia de un transmisómetro, es decir, la longitud de la trayectoria óptica recorrida por el haz de luz entre el emisor y el receptor, determina el alcance de medición del RVR. Para evaluar el RVR entre 50 y 1 500 m, las longitudes de las líneas de base más comúnmente empleadas están comprendidas entre 15 y 75 m.

Sin embargo, cuanto más corta es la línea de base del transmisómetro mayor será la exactitud de la medición del factor de transmisión y mejor será el comportamiento lineal del sistema. Si se desea medir valores de RVR pequeños para operaciones de aterrizaje de categorías II y III, debería seleccionarse un transmisómetro de línea de base corta. Pero entonces el RVR máximo

que se puede medir es relativamente bajo, por lo que habrá que encontrar una solución intermedia. Existen transmisómetros de doble base que ofrecen un rango de medida más amplio al seleccionar una u otra base, pero ha de tenerse cuidado al cambiar entre líneas de base para asegurar que las mediciones del RVR sigan siendo coherentes entre sí.

Valores más altos del RVR se pueden medir utilizando líneas de base de transmisómetro más largas, lo que requiere una mayor potencia del haz luminoso para compensar la atenuación de la luz entre el transmisor y el receptor en situaciones de niebla densa, y un ángulo de recepción más estrecho para evitar fenómenos espurios de dispersión. La medición de las señales más débiles también depende del ruido de fondo en el equipo de medición.

Por lo general los transmisómetros están alineados paralelamente a la pista. Sin embargo, debería evitarse la luz solar directa (o reflejada), ya que puede causar daños. Por tanto, el eje óptico debería orientarse horizontalmente en una dirección aproximada norte-sur (para latitudes inferiores a 50°). En otros casos deberían emplearse deflectores para la protección.

#### 2.4.3.2 **Medidores de dispersión frontal**

Los medidores de dispersión frontal deberían situarse cerca de la pista, de manera análoga a los transmisómetros, pero su instalación requiere menos precauciones que la de estos últimos. Con todo, debería evitarse la luz solar directa o difusa, que podría influir en el receptor (o dañarlo). En particular, la luz solar puede influir en el receptor después de haber sido dispersada por la cubierta de nieve o por la superficie de un lago o del mar. Los instrumentos modernos compensan la contaminación de los componentes ópticos.

#### 2.4.3.3 **Sensor de luminancia de fondo**

Para calcular el RVR, deberá conocerse el umbral de iluminancia  $E_t$ . Habría que colocar un sensor de luminancia de fondo en el extremo de la pista, a lo largo de la cual se han instalado uno o más transmisómetros o dispersómetros. El número de sensores de luminancia de fondo a instalar en un aeropuerto depende de la cantidad de pistas abarcadas.

El sensor de luminancia de fondo mide la luminancia del horizonte o del cielo en la dirección opuesta al sol. Los umbrales de iluminancia se introducen en el cálculo del RVR tanto en forma de función continua como escalonada (de dos a cuatro escalones). En el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, adjunto D, y en OACI (2005) se indica la curva para transformar la luminancia de fondo en umbral de iluminación. La expresión recomendada para esta curva es la siguiente:

$$\log_{10} E_t = 0,05(\log_{10} L)^2 + 0,573 \log_{10} L - 6,667 \quad (2.5)$$

donde  $L$  es la luminancia del cielo en el horizonte.

El sensor de luminancia de fondo consiste en un fotodiodo situado en el punto focal de una lente con una apertura angular aproximada de 10° a 20°, alineado en dirección norte-sur (para evitar la luz solar directa) y con un ángulo de elevación aproximado de 30° a 45° respecto del horizonte.

#### 2.4.4 **Comprobaciones de los instrumentos**

Es esencial comprobar periódicamente todos los componentes del sistema de medición del RVR con transmisómetros, o con dispersómetros, para asegurar el funcionamiento y la calibración adecuados. Por lo general, la documentación suministrada por los fabricantes de los equipos contendrá instrucciones detalladas para efectuar tales comprobaciones, e indicará las medidas correctivas que habrá que adoptar cuando no se cumplan las tolerancias especificadas para los instrumentos. Para un transmisómetro, cuando la visibilidad exceda de 10 a 15 km, es fácil comprobar que el equipo indica una transmisividad aproximada del 100% (véase el capítulo 9 de la parte I). En el caso de los dispersómetros, podrán utilizarse "placas de dispersión" que

emulen ciertos valores de extinción. Sin embargo, la calibración de un sensor de dispersión frontal debería ser trazable y verificable con respecto a un transmisómetro patrón (véase la sección 2.4.2.4).

Serán necesarios un mantenimiento y calibración correctos con objeto de:

- a) evitar la acumulación de suciedad en las superficies ópticas;
- b) comprobar las variaciones de la intensidad luminosa del transmisor;
- c) evitar la deriva después de la calibración;
- d) comprobar la alineación de los emisores y de los receptores.

En emplazamientos muy contaminados será necesario un mantenimiento más frecuente. Se procurará evitar que todos los equipos queden fuera de servicio al mismo tiempo durante el mantenimiento, así como que la interrupción no sea de larga duración, especialmente durante períodos en que se espere niebla.

Cuando la niebla persista durante varios días consecutivos deberían comprobarse el proyector, para asegurarse de que la intensidad de su luz es estable, y el equipo, por si experimentara deriva. Cuando la niebla es muy densa resulta difícil, por no decir imposible, comprobar los ajustes ópticos; por ello es esencial que los instrumentos sean mecánicamente fiables y ópticamente estables.

#### 2.4.5 **Visualización de los datos**

La visualización de los datos del RVR en las dependencias correspondientes se actualiza conforme a los acuerdos locales vigentes: cada 15 a 60 segundos, e incluso cada 2 minutos en algunas ocasiones. Los cambios en el RVR deberían transmitirse normalmente en el plazo de los 15 segundos que siguen al fin de la observación.

#### 2.4.6 **Exactitud y fiabilidad de las mediciones del alcance visual en pista**

Si se utilizan dispersómetros en lugar de transmisómetros, las ecuaciones del RVR son aceptables en caso de finas gotitas de agua como las de la niebla, pero no cuando la visibilidad se vea reducida por efecto de otros hidrometeoros como la niebla engelante, la lluvia, la nieve, o los litometeoros (tormentas de arena). En estos casos las mediciones del MOR y del RVR deben emplearse con precaución, ya que no se han aceptado relaciones satisfactorias para tales circunstancias.

La diferencia entre el RVR para un piloto y el valor medido puede ser del 15 al 20%, con una desviación típica supuesta no superior al 10%. En el caso de los observadores, existen discrepancias en el umbral visual y en las condiciones de observación que, conjuntamente, pueden dar lugar a diferencias del RVR comunicado del 15 o del 20%.

Las mediciones del RVR efectuadas mediante transmisómetros o dispersómetros solo son representativas de un pequeño volumen de la atmósfera. Considerando las notables fluctuaciones de la densidad de la niebla en el tiempo y en el espacio, resulta esencial establecer un valor medio calculado a partir de un gran número de muestras o mediciones. Los rápidos cambios en el RVR pueden crear dificultades a las dependencias ATS al transmitir la información a las aeronaves. Por esta razón, se recomienda un período de promediado comprendido entre 30 segundos y 1 minuto, calculado en forma de media o de media móvil.

En el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, adjunto A, se indica el grado de exactitud operativamente conveniente para la medición del RVR.

## 2.5 TIEMPO PRESENTE

La observación y la comunicación del tiempo presente se tratan en el capítulo 14 de la parte I, y los procedimientos correspondientes se describen en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, sección 4.6.4, y más pormenorizadamente en la parte II, apéndice 3, sección 4.4, de dicha publicación. Para fines aeronáuticos se pone especial interés en la observación e información del comienzo, el cese, la intensidad y la localización de los fenómenos importantes para la seguridad de las operaciones aeronáuticas, como por ejemplo, tormentas, precipitación engelante o elementos que restrinjan la visibilidad en vuelo.

Para operaciones de despegue y aterrizaje, la información sobre el tiempo presente debería ser, en la medida de lo posible, representativa de la zona de despegue y ascenso inicial, o de la zona de aproximación y aterrizaje. Cuando la información vaya a ser difundida fuera del aeródromo, las observaciones del tiempo presente deberían ser representativas del aeródromo y de sus proximidades.

La mayoría de las observaciones relativas al tiempo presente se efectúan por medios visuales. Se debería tener cuidado de seleccionar emplazamientos de observación que permitan una visión adecuada en todas las direcciones desde la estación. Como ayuda para las observaciones humanas se pueden emplear instrumentos, especialmente para medir la intensidad de la precipitación.

Los sensores empleados para identificar el tipo de precipitación (lluvia, nieve, llovizna, etc.) u otros fenómenos que reducen la visibilidad (niebla, neblina, humo, polvo, etc.) pueden ayudar al observador humano, lo que es útil si la tarea está automatizada. Estos detectores se basan fundamentalmente en la medición del coeficiente de extinción o centelleo, y también pueden hacer uso de relaciones entre los fenómenos meteorológicos y otras magnitudes, como la humedad. En la actualidad no hay ningún acuerdo internacional sobre los algoritmos a utilizar para procesar datos de cara a la identificación de estos fenómenos. Este equipo no es esencial en meteorología aeronáutica mientras se exija la presencia de observadores.

En el capítulo 14 de la parte I, y en OMM (1975, 1987, 1992a y 2011a) y en OACI (2011) se describen los fenómenos de tiempo presente que deben incluirse en los informes.

Las especificaciones de los informes especiales con respecto al tiempo presente figuran en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, sección 4.4.2. Las abreviaturas y las cifras de clave, en lenguaje claro, utilizadas en los informes METAR o SPECI figuran en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, párrafos 4.4.2.3 a 4.4.2.9.

## 2.6 NUBES

### 2.6.1 Generalidades

Las observaciones y las mediciones de las nubes se describen en el capítulo 15 de la parte I. Para aplicaciones aeronáuticas (véase el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, sección 4.6.5, y parte II, apéndice 3, sección 4.5), la información sobre nubes (cantidad, altura de la base, tipo) debe ser representativa del aeródromo y de sus proximidades y, en los informes de aterrizaje, de la zona de aproximación. Cuando se suministre información sobre nubes a aeronaves que aterrizan en pistas para aproximaciones de precisión, esta debería ser representativa de las condiciones existentes en la radiobaliza intermedia del sistema de aterrizaje por instrumentos o, en los aeródromos en que no se utilice esta baliza intermedia, representativa de las condiciones existentes a una distancia de 900 a 1 200 m del umbral de aterrizaje en el extremo de aproximación de la pista (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, sección 4.5.1).

Si el cielo está oscurecido o no es visible, en los informes rutinarios locales (MET REPORT), en los informes especiales locales (SPECIAL) (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, párrafo 4.5.1, apartado i)) y en los informes meteorológicos METAR y SPECI (OMM, 2011a, FM 15/FM 16, párrafo 15.9) se sustituirá la altura de la base de las nubes por un valor de visibilidad vertical.

La visibilidad vertical se define como la distancia máxima a la que un observador puede ver e identificar un objeto en su misma vertical, por encima o por debajo. Su valor puede obtenerse a partir del perfil de extinción óptica, determinado mediante un nefobasímetro lidar. Suponiendo que se puede obtener la extinción total  $\sigma$  a una altura  $h$  a partir del coeficiente de extinción de retrodispersión  $\sigma_B$  a esa altura, después de una calibración apropiada para todo el rango de valores de altura y suponiendo que sea aplicable un umbral de contraste del 5% como en el caso del MOR, la visibilidad vertical,  $VV$ , debería cumplir la siguiente condición:

$$\int_0^{VV} \sigma(h) \cdot dh = \ln \left( \frac{I(VV)}{I_0} \right) = \ln(0,05) = 3 \quad (2.6)$$

Dado que los nefobasímetros basados en tecnología lidar determinan el coeficiente de extinción local a intervalos fijos  $\Delta h$ , será relativamente fácil obtener  $VV$  a partir de la expresión:

$$\sum_{i=1}^N \sigma_i \cdot \Delta h = 3, \text{ donde } h_N = VV \quad (2.7)$$

Cuando el estado atmosférico o meteorológico no afecta a las operaciones de despegue y aterrizaje es habitual utilizar en los informes palabras clave como CAVOK, SKC (cielo despejado), NCD (ninguna nube detectada) y NSC (ninguna nube apreciable); sustituir la información cuantitativa por acrónimos resulta ventajoso. Se puede encontrar una descripción detallada del uso de estas prácticas en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, sección 2.2 y párrafo 4.5.4.1. Por ejemplo, se utilizará CAVOK cuando las nubes y el tiempo presente sean mejores que los valores o condiciones prescritos, excepto cuando se cumplan las condiciones especificadas. Debería tenerse especial precaución al usar estas abreviaturas con sistemas de medición automatizados que no son capaces de medir nubes o visibilidades verticales con arreglo a los requisitos estipulados.

La altura de la base de las nubes se notificará normalmente tomando como referencia la elevación del aeródromo. Sin embargo, cuando se utilice una pista para aproximación de precisión con una elevación en el umbral de 15 m o más por debajo de la elevación del aeródromo, se adoptarán acuerdos a nivel local para notificar a las aeronaves que llegan la altura de la base de las nubes referida a la elevación del umbral.

### 2.6.2 Métodos de observación

Los principales métodos utilizados para determinar la altura de la base de las nubes son:

- a) proyector de base de nube;
- b) nefobasímetro de haz giratorio;
- c) nefobasímetro láser;
- d) globo sonda para determinar la altura del techo de nubes;
- e) estimación visual;
- f) informes de aeronave.

Siempre que sea posible, la altura de la base de las nubes debería determinarse por mediciones. En aeródromos internacionales o de mucho tráfico provistos de sistemas de aproximación de precisión, las mediciones de la altura de la base de las nubes deberían ser automáticas, a fin de disponer de forma continua de esa información y de los cambios que se produzcan.

El método del globo sonda para determinar la altura del techo de nubes es demasiado lento y está demasiado expuesto a errores para ser el método habitual de medición de la altura de la base de las nubes en los aeródromos, y la estimación visual está también demasiado expuesta a errores, especialmente de noche, como para ser utilizada en situaciones en que las observaciones son críticas. Los informes de aeronave sobre la altura de la base de las nubes

pueden proporcionar al observador información suplementaria útil. Debería tenerse cuidado al interpretar la información de los pilotos, porque puede hacer referencia a lugares situados a varios kilómetros del punto de observación en la superficie.

### 2.6.3 Exactitud de las mediciones de la altura de la base de las nubes

La naturaleza deshilachada, difusa y fluctuante de la base de muchas nubes limita el grado de exactitud con que es posible medir la altura de su base. Las mediciones aisladas o infrecuentes, como las que se obtienen utilizando globos sonda para determinar la altura del techo de nubes, pueden no ser representativas de las condiciones de la nube en su conjunto. La mejor estimación requiere el estudio de un registro casi continuo a lo largo de varios minutos, obtenido mediante alguno de los instrumentos antes mencionados.

La exactitud de las mediciones instrumentales indicadas por el fabricante suele determinarse utilizando objetivos sólidos o artificiales. Sin embargo, la exactitud operativa es más difícil de alcanzar, dado el carácter difuso de la base de las nubes.

## 2.7 TEMPERATURA DEL AIRE

En el capítulo 2 de la parte I figura un análisis general de los instrumentos y métodos de observación de la temperatura del aire. Para propósitos de navegación aérea (véase el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, sección 4.1 y párrafo 4.5.1, apartado j)), es necesario conocer la temperatura del aire sobre la pista. Normalmente, los datos obtenidos con garitas bien situadas y debidamente ventiladas proporcionan aproximaciones suficientes de los valores requeridos. Las variaciones rápidas de la temperatura del aire (de 2 a 3 °C cada media hora) deberían notificarse inmediatamente a las dependencias ATS, sobre todo en las zonas tropicales y subtropicales.

Los sensores de temperatura deberían situarse de modo que no se vean afectados por las aeronaves en movimiento o estacionadas, y tendrían que proporcionar valores representativos de las condiciones generales sobre las pistas. Se deberían utilizar preferiblemente termómetros con una constante de tiempo de 20 segundos para evitar fluctuaciones excesivamente pequeñas de la temperatura (velocidad media del viento de 5 m s<sup>-1</sup>) o, cuando las mediciones sean automáticas, debería aplicarse un filtro de promediado digital o de resistencia/capacitancia. Los sistemas de presentación y registro a distancia tienen ventajas. Además, en los aeródromos con pistas destinadas a las operaciones de aproximación y aterrizaje mediante instrumentos de las categorías II y III son necesarios equipos de medición y pantallas de visualización automáticos en el lugar donde esté situado el sistema de adquisición de datos. Las mediciones de temperatura se integran cada vez más en las estaciones automáticas o en los sistemas de adquisición de datos, y se presentan en forma digital. La temperatura visualizada debería representar un valor medio de un período de 1 a 10 minutos, obtenido tras linealizar la señal de salida del sensor. Para usos aeronáuticos, el valor obtenido debería redondearse al grado entero más próximo.

## 2.8 PUNTO DE ROCÍO

En las estaciones aeronáuticas la humedad atmosférica se suele expresar en términos de temperatura del punto de rocío. La lectura se redondea al grado entero más próximo, como en el caso de la temperatura del aire. Los procedimientos se describen en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, sección 4.1 y párrafo 4.5.1, apartado j). Los métodos de observación se describen en el capítulo 4 de la parte I.

Los sensores modernos de humedad permiten utilizar indicadores y registradores a distancia. Para las observaciones manuales se utiliza habitualmente un psicrómetro. Para obtener las incertidumbres de medición especificadas es preferible un psicrómetro de tipo ventilado. Los tipos de instrumento habitualmente utilizados son:



- a) Sensores capacitivos basados en la medición de la capacidad de un condensador, en los que el valor de la permitividad relativa del polímero que actúa como dieléctrico varía en función del contenido de vapor de agua del aire ambiente. En la práctica, la capacidad medida varía casi linealmente con la humedad relativa. El punto de rocío se calcula usando el valor de temperatura del aire ambiente (medido por separado y a una distancia muy corta) ( $t_d = t_d(t, U)$ ). Las fórmulas apropiadas figuran en el capítulo 4 de la parte I (anexo 4.B). Para evitar la condensación, que puede continuar mucho tiempo después de haberse reducido la humedad a un valor  $U < 100\%$ , y que podría quedar atrapada por el filtro que protege el sensor, puede recurrirse a calentar el instrumento. En estos casos no debería utilizarse el valor de temperatura del aire ambiente, sino un valor de temperatura que represente el aire calentado en torno al sensor. En la práctica, solo se puede aplicar el procedimiento apropiado después de haber calibrado el instrumento cuidadosamente en cámaras climáticas adecuadamente diseñadas.
- b) Higrómetros de punto de rocío, que miden la temperatura a la que se acumula un depósito de rocío muy fino sobre un espejo. El espejo es calentado o enfriado, casi siempre por efecto Peltier, para obtener el punto de equilibrio en que se deposita el rocío. El espejo se utiliza asociado a un sistema fotoelectrónico para la detección de rocío. Aunque este tipo de sistemas proporcionan directamente la temperatura del punto de rocío, la contaminación y el deterioro del espejo pueden dar lugar a sesgos importantes. En particular, la escarcha podría destruir el espejo. Como mínimo se debería inspeccionar el espejo cada seis meses, pero únicamente por personal especializado. Debería ponerse especial cuidado al limpiar el espejo, siguiendo de modo preciso las instrucciones proporcionadas por el fabricante.

## 2.9 PRESIÓN ATMOSFÉRICA

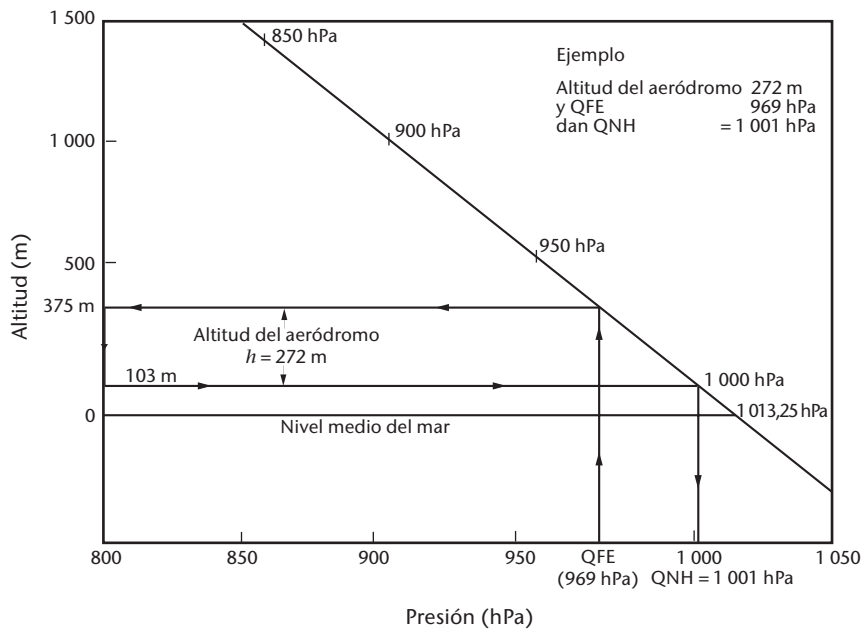
### 2.9.1 Generalidades

En el capítulo 3 de la parte I figura un análisis general de las observaciones de la presión atmosférica, y en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, sección 4.6.7, puede encontrarse un análisis sobre el particular para usos aeronáuticos. Las mediciones de presión en las estaciones aeronáuticas son esenciales para ajustar los altímetros de las aeronaves. Estas medidas se calculan en décimas de hectopascal (0,1 hPa). En el código Q reciben los nombres QFE y QNH, donde:

- a) QFE (presión a nivel de la estación) se define como el valor de presión reducido a la elevación oficial del aeródromo (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, sección 4.7.2). El punto de referencia del aeródromo, la elevación y la elevación de la pista se describen en OACI (2013).
- b) QNH (presión atmosférica reducida al nivel medio del mar) se define como el valor de la presión a la que debe ajustarse el altímetro de una aeronave para que indique la elevación oficial del aeródromo cuando la aeronave se encuentre posada sobre el suelo del mismo. El QNH se calcula utilizando el valor de QFE y la relación entre la presión y la altitud de la atmósfera tipo de la OACI. De hecho, la atmósfera tipo de la OACI es un subintervalo de la atmósfera tipo internacional, descrita en la norma ISO 2533:1975 y desarrollada en coordinación con el Comité de Investigaciones Espaciales, la OACI y la OMM. Esta atmósfera tipo es una atmósfera estática con una presión y temperatura constantes al nivel del mar y con un gradiente de temperatura constante. En OMM (1966) y OACI (1993) se proporcionan detalles sobre la atmósfera tipo y sus constantes predefinidas. Para calcular el QNH a partir del QFE, es decir, para efectuar la reducción al nivel medio del mar, se utiliza esta atmósfera virtual y no el verdadero estado actual de la atmósfera. Debido a ello, el QNH diferirá de la presión atmosférica reducida al nivel del mar comunicada, conforme se describe en el capítulo 3 de la parte I (sección 3.11), para cuyo cálculo se emplea la temperatura real. El cálculo del QNH a partir del QFE se basa en una regla de cálculo (para las estaciones situadas por debajo de los 3 000 a 4 000 m aproximadamente):

$$QNH = A + B \times QFE \quad (2.8)$$





**Relación entre QFE y QNH**

donde *A* y *B* dependen de la altitud geopotencial de la estación (más detalles en OMM, 1966, introducción al cuadro 3.10). Para obtener el QNH se deberían seguir los tres pasos siguientes:

- i) determinar la altitud barométrica de la estación a partir del QFE (la altitud barométrica se calcula a partir del QFE mediante las fórmulas de la atmósfera tipo);
- ii) restar (o sumar, para estaciones por debajo del nivel medio del mar) de esta altitud barométrica la elevación de la estación con respecto al nivel medio del mar para obtener la altitud barométrica al nivel medio del mar (este valor puede ser positivo o negativo);
- iii) obtener de esta altitud barométrica el valor de la presión asociado de acuerdo con la atmósfera tipo, valor que será el QNH.

En la figura puede verse un ejemplo de este procedimiento para obtener el QNH a partir del QFE. Los valores de la presión medida del QNH y/o del QFE deberían obtenerse en décimas de hectopascal. En los informes locales y en aquellos difundidos fuera del aeródromo se deberían incluir los valores de QNH y QFE redondeados al hectopascal entero más próximo. Se deberían notificar a las dependencias ATS los cambios rápidos en la presión.

La curva representa la atmósfera tipo (altitud barométrica en función de la presión).

**2.9.2 Instrumentos y exposición**

El equipo instrumental utilizado en una estación aeronáutica para realizar mediciones de presión es idéntico al de una estación sinóptica con la salvedad de que, por razones de comodidad y de rapidez de lectura en las observaciones rutinarias, con frecuencia se hace un mayor uso de los barómetros digitales automáticos de precisión. Las estaciones aeronáuticas deberían estar equipadas con uno o más barómetros bien calibrados con trazabilidad al patrón de referencia. Debería mantenerse un programa regular de comparaciones de los instrumentos con el patrón. Tanto los barómetros manuales como los automáticos son adecuados, siempre que la dependencia de la temperatura, la deriva y la histéresis estén suficientemente compensadas. En el capítulo 3 de la parte I se ofrecen más detalles sobre los barómetros apropiados.

La exposición de los barómetros en una estación aeronáutica es la misma que en una estación sinóptica. Si los barómetros se van a situar en el interior de un edificio, los sensores deberían estar conectados con el exterior mediante un tubo de presión estática adecuadamente instalado. Debido a los efectos del viento sobre un edificio las diferencias de presión entre el interior y el exterior pueden ser mayores de 1 hPa. Para evitar esta desviación, que podría alcanzar más o menos 3 hPa en caso de velocidades de viento altas, el tubo de presión estática debería colocarse lo suficientemente lejos del edificio. También los sistemas de aire acondicionado pueden influir en la medición de la presión, y esto se puede evitar usando el mismo tubo de presión estática.

Existen instrumentos de lectura directa para obtener el QNH y pueden usarse en lugar de los tradicionales barómetros aneroides o de mercurio que obligan a consultar tablas para determinar los valores de QNH. Para estos instrumentos se introducirán los valores correctos de *A* y *B*, que son función de la altitud geopotencial de la estación (véase la ecuación 2.8). Las lecturas proporcionadas por esos instrumentos deberán compararse periódicamente con valores de QNH calculados en base a medidas obtenidas utilizando el barómetro de mercurio.

### 2.9.3 Exactitud y correcciones en las mediciones de presión

Los valores de presión utilizados para ajustar los altímetros de las aeronaves deberían tener una incertidumbre de medición de 0,5 hPa o inferior (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, adjunto A). A las lecturas de los barómetros de mercurio habría que aplicarles todas las correcciones procedentes; y a todos los valores que se obtengan con barómetros aneroides deberán aplicarse las correcciones establecidas mediante comparaciones periódicas de los instrumentos de mercurio con los barómetros aneroides habitualmente utilizados en las observaciones. Cuando en las torres de los ATS se utilicen altímetros aneroides habrá que introducir correcciones diferentes de las aplicadas a la estación de observación, con el fin de reducir adecuadamente los valores a la elevación oficial del aeródromo o al nivel de pista (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, sección 4.7).

Los valores de presión utilizados para ajustar los altímetros deberán referirse a la elevación oficial del aeródromo. En las pistas para aproximación que no sean de precisión, cuyos umbrales están como mínimo a 2 m por debajo o por encima de la elevación del aeródromo, y en las pistas para aproximación de precisión, el QFE, en caso de ser necesario, debería referirse a la elevación del umbral correspondiente.

## 2.10 INFORMACIÓN ADICIONAL IMPORTANTE EN LOS AERÓDROMOS

### 2.10.1 Generalidades

Las observaciones realizadas en las estaciones aeronáuticas deberían incluir también toda la información disponible sobre las condiciones meteorológicas en las zonas de aproximación y ascenso inicial en lo referente a la localización de cumulonimbos o tormentas, turbulencia moderada o fuerte, cizalladura horizontal y/o vertical y variaciones significativas del viento a lo largo de la trayectoria de vuelo, granizo, líneas de turbonada fuertes, engelamiento moderado o intenso, precipitación engelante, ondas de montaña acusadas, tempestades de arena, tempestades de polvo, ventisca alta o nubes en embudo (tornados o trombas marinas), por ejemplo: SURFACE WIND 320/10 WIND AT 60M 360/25 IN APCH o MOD TURB AND ICE INC IN CLIMB OUT.

### 2.10.2 Alcance visual oblicuo

A pesar de los esfuerzos realizados en diversos países, no se dispone de ningún instrumento que permita medir el alcance visual oblicuo de forma operativa. El rápido desarrollo tecnológico de los sistemas de aterrizaje en todo tipo de condiciones meteorológicas ha permitido rebajar las

condiciones mínimas de aterrizaje en los aeródromos (categorías II, III A y III B) y ha ido restando gradualmente importancia a este parámetro. No se ha establecido ninguna recomendación con respecto a su medición.

### 2.10.3 Cizalladura del viento

La cizalladura del viento es una variación espacial de la velocidad y/o de la dirección del viento (incluidas las corrientes ascendentes y descendentes). La intensidad de la cizalladura puede clasificarse en leve, moderada, fuerte o violenta, en función de sus efectos sobre la aeronave. La cizalladura del viento en niveles bajos, que puede afectar las operaciones de aterrizaje y despegue, puede existir como gradiente de viento vertical en las capas inferiores de una atmósfera térmicamente estable, o puede deberse al efecto de obstáculos y superficies frontales sobre el flujo de viento, al efecto de las brisas de tierra y mar, y a las condiciones del viento en las nubes convectivas y en sus inmediaciones, sobre todo cuando son tormentosas. Las tormentas fuertes son, con diferencia, la principal causa de la cizalladura del viento en niveles bajos, y ocasionan accidentes fatales de aeronaves tanto en la aproximación y aterrizaje como durante el despegue.

La elaboración y emisión de avisos de cizalladura del viento para las trayectorias de aproximación y ascenso inicial se describen en el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, párrafo 4.8.1.4.

La medición de la cizalladura vertical, con arreglo a la información expuesta en el capítulo 5 de la parte I, puede determinarse directamente mediante anemómetros instalados en mástiles altos, que deben estar situados a una cierta distancia del aeropuerto. Entre los sistemas de teledetección figuran el radar Doppler, el lidar, el sodar y el perfilador de viento. El lidar utiliza luz láser, el sodar se basa en la radiación acústica, y el radar perfilador de viento utiliza radiación electromagnética a una frecuencia en torno a 50 MHz, 400 MHz o 1 000 MHz.

La cizalladura horizontal se detecta habitualmente mediante un sistema de anemómetros instalados por todo el aeródromo. Este sistema se denomina "sistema de alerta de cizalladura del viento en niveles bajos", más conocido por sus siglas inglesas LLWAS. Para emitir los avisos de cizalladura del viento se utilizan algoritmos procesados por computadora. Este sistema se emplea especialmente en regiones tropicales y subtropicales donde se producen frecuentes e intensos temporales.

Este tema se aborda en toda su extensión en el documento de la OACI *Manual sobre cizalladura del viento a poca altura* (Doc. 9817), primera edición, 2005.

Aunque la cizalladura del viento puede influir de manera considerable en las operaciones aeronáuticas, no se ha establecido todavía ninguna recomendación ni criterio al respecto. No obstante, se proporcionan detalles sobre los avisos de cizalladura en OACI (2011), capítulo 4.

### 2.10.4 Inversiones de temperatura acusadas

Siempre que esté disponible, debería suministrarse información sobre inversiones de temperatura acusadas que excedan de 10 °C entre la superficie y niveles de hasta 300 m. Estos datos se obtienen normalmente por radiosondas instaladas a bordo de globos sonda, teledetección, observaciones de aeronave (por ejemplo, AMDAR) o inferencia meteorológica.

## 2.11 SISTEMAS AUTOMÁTICOS DE OBSERVACIÓN METEOROLÓGICA

El empleo de sistemas de instrumentos especialmente diseñados se ha convertido en la práctica habitual en las estaciones aeronáuticas para medir, procesar, indicar y registrar los valores de los

distintos parámetros meteorológicos representativos de las zonas de aproximación, aterrizaje y despegue, y de las condiciones generales de las pistas del aeropuerto (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte I, sección 4.1).

Estos sistemas automáticos comprenden:

- a) un sistema de adquisición para convertir las medidas analógicas eléctricas (voltios, miliamperios, resistencia, capacidad) en valores digitales en las unidades apropiadas, y para introducir directamente datos digitales;
- b) una unidad de procesamiento previo de datos (promediado de lecturas a lo largo de un período comprendido entre 1 y 10 minutos, en función del parámetro medido, y cálculo de los valores mínimo, máximo y medio para los distintos parámetros);
- c) una computadora empleada, por ejemplo, para elaborar los informes SYNOP, METAR y SPECI; y programas informáticos de telecomunicaciones.

El observador debería poder incorporar en estos informes los parámetros que no mida la estación automática, y que pueden incluir el tiempo presente, el tiempo pasado, las nubes (tipo y cantidad) y, en ocasiones, la visibilidad. Por lo tanto, estas estaciones suelen ser para la aviación solamente un medio auxiliar de adquirir datos meteorológicos y no pueden funcionar sin observadores.

Los instrumentos de las estaciones automáticas deberían comprobarse e inspeccionarse regularmente. Las comprobaciones de la calidad son necesarias y están recomendadas si se desea evitar los principales errores y la deriva del instrumento. En el capítulo 1 de la parte II, se aborda el tema de las mediciones realizadas por las estaciones meteorológicas automáticas. En el capítulo 1 de la parte IV, se expone con más detalle el tema de la garantía de la calidad, así como otras cuestiones relativas a la gestión. Para garantizar las prestaciones nominales de los instrumentos automáticos debería establecerse un plan de evaluación detallado que indique los plazos de mantenimiento y calibración, así como unos procedimientos de análisis crítico que permitan mejorar el sistema de observación.

En el *Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, sección 4, se ofrecen recomendaciones sobre la comunicación de información meteorológica obtenida de sistemas de observación automáticos.

## 2.12 **RADAR**

En aeródromos con tráfico intenso, los radares meteorológicos se han vuelto indispensables, ya que permiten una vigilancia eficaz, permanente y en tiempo real, produciendo observaciones complementarias de las observaciones meteorológicas habituales para los aterrizajes y los despegues. Un radar puede proporcionar información sobre una zona extensa de hasta 150 o 200 km a la redonda. También supone una ayuda para la predicción a corto plazo, dentro de la hora u horas próximas que siguen a la observación (posible ayuda para la preparación del informe TREND).

Los ecos recibidos se interpretan con el fin de identificar el tipo de precipitación en torno a la estación: precipitación de nubes convectivas o estratiformes, precipitación aislada o en línea, o precipitación debida a tormentas y, en ciertas condiciones, detección de precipitación en forma de nieve o de granizo. La imagen recibida permite realizar un seguimiento de la trayectoria y la evolución (intensificación o debilitamiento) de las líneas de turbonada o de los frentes. Si el radar está equipado con un sistema Doppler, es posible calcular la velocidad y la dirección de movimiento de los ecos.

Los radares más utilizados operan en longitudes de onda de 3, 5 o 10 cm. El valor seleccionado depende de la región del planeta y de la finalidad perseguida, aunque la tendencia actual va hacia el uso de una longitud de onda de 5 cm.

En ciertas regiones, existen centros que recogen las imágenes de radar de una serie de estaciones del país o región y construyen una imagen compuesta. Los distintos centros también intercambian imágenes para que la cobertura del radar abarque la zona más extensa posible.

En el capítulo 7 de la parte II, se puede encontrar una descripción general de las observaciones por radar.

### 2.13 **SENSOR DE DETECCIÓN DE HIELO**

Este tipo de instrumento, descrito en el capítulo 14 de la parte I, está instalado en varios aeródromos con el fin de ofrecer información sobre el estado de las pistas durante el invierno. Permite medir o detectar la temperatura en la superficie y a unos pocos centímetros por debajo de la pista, la presencia de nieve, agua y hielo liso o blanco, y la presencia de sales o productos descongelantes, si los hubiera. Esos sensores, fabricados como dispositivos compactos, se colocan en ciertos puntos de las pistas o calles de rodaje, y su número dependerá del tamaño del aeródromo y de la cantidad de pistas que se desee proteger. También se instalan sensores atmosféricos cerca de las pistas para medir la temperatura y la humedad del aire, el viento y la precipitación.

Un sistema de adquisición y procesamiento de datos muestra los parámetros medidos y sus variaciones en el tiempo. En función del tipo de programa informático utilizado, los sistemas de aviso advierten a la autoridad aeroportuaria responsable de las operaciones en el aeródromo de la presencia de hielo liso o de predicciones de condiciones peligrosas para las aeronaves.

### 2.14 **DETECCIÓN DE RAYOS**

En los últimos años se han desarrollado sistemas para localizar tormentas basados en la detección de la radiación electromagnética de baja frecuencia proveniente de las descargas eléctricas atmosféricas (véase el capítulo 6 de la parte II). Estos sistemas miden el tiempo que tarda la señal en llegar y/o la dirección de la que proviene. Asimismo, algunos sistemas analizan las características de cada impulso radioeléctrico para identificar las descargas de nube a tierra. En ciertas regiones se instalan varias unidades de este tipo para medir y localizar estos fenómenos en una zona de 50 a 100 km alrededor del aeródromo.

### 2.15 **OTRAS OBSERVACIONES PERTINENTES**

Se debería proporcionar información adicional cuando la atmósfera esté afectada por una contaminación peligrosa, por ejemplo, en el transcurso de erupciones volcánicas. También se debería suministrar información para las operaciones de rescate, especialmente en las estaciones situadas frente a la costa. Si fuera de utilidad para las operaciones aeronáuticas durante el despegue y el aterrizaje, se debería informar del estado de la pista en los METAR y SPECI, conforme a la información suministrada por la autoridad aeroportuaria correspondiente.

La presencia de cenizas volcánicas se debería comunicar (en los informes SIGMET) como parte de la información suplementaria (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, sección 4.8). En OACI (2004 y 2007) puede encontrarse más información sobre observación de cenizas volcánicas, materiales radioactivos y nubes de sustancias químicas tóxicas.

En los informes METAR y SPECI se debería incluir información sobre la temperatura de la superficie del mar y sobre el estado del mar o la altura significativa de las olas, obtenida de

estaciones meteorológicas aeronáuticas instaladas en estructuras situadas frente a la costa como apoyo a las operaciones de helicópteros (*Reglamento Técnico*, Volumen II, parte II, apéndice 3, párrafo 4.8.1.5).

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Comité sobre cizalladura del viento a baja altitud y sus peligros para la aviación, 1983: *Low-Altitude Wind Shear and Its Hazard to Aviation*. National Academy Press, Washington D. C. (disponible en: <http://www.nap.edu/books/0309034329/html>).
- Organización de Aviación Civil Internacional, 1993: *Manual de la atmósfera tipo de la OACI: ampliada hasta 80 kilómetros (262 500 pies)*. Tercera edición, Doc. 7488, Montreal.
- , 1996: *Manual on the Provision of Meteorological Service for International Helicopter Operations*. Doc. 9680, Montreal.
- , 2004: *Handbook on the International Airways Volcano Watch (IAVW)*. Segunda edición, Doc. 9766, Montreal.
- , 2005: *Manual de métodos para la observación y la información del alcance visual en la pista*. Tercera edición, Doc. 9328, Montreal.
- , 2007: *Manual sobre nubes de cenizas volcánicas, materiales radiactivos y sustancias químicas tóxicas*. Segunda edición, Doc. 9691, Montreal.
- , 2010: *Unidades de medida que se emplearán en las operaciones aéreas y terrestres*. Anexo 5 al Convenio sobre Aviación Civil Internacional, quinta edición, Montreal.
- , 2011: *Manual de métodos meteorológicos aeronáuticos*. Novena edición, Doc. 8896, Montreal.
- , 2013: *Aeródromos*. Anexo 14 al Convenio sobre Aviación Civil Internacional, volumen I, sexta edición, Montreal.
- Organización Meteorológica Mundial, 1966: *International Meteorological Tables (S. Letestu, ed.) (1973 amendment) (WMO-No. 188)*. Ginebra.
- , 1975: *Atlas Internacional de Nubes: Manual de observación de nubes y otros meteoros (OMM-N° 407)*, volumen I. Ginebra.
- , 1987: *International Cloud Atlas (WMO-No. 407)*, volumen II. Ginebra.
- , 1990: *The First WMO Intercomparison of Visibility Measurements: Final Report (United Kingdom 1988/1989) (D. J. Griggs, D. W. Jones, M. Ouldrige and W. R. Sparks)*. Instruments and Observing Methods Report No. 41 (WMO/TD-No. 401). Ginebra.
- , 1992a: *Vocabulario Meteorológico Internacional (OMM-N° 182)*. Ginebra.
- , 1992b: "Visibility measuring instruments: Differences between scatterometers and transmissometers" (J. P. van der Meulen), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-92)*. Instruments and Observing Methods Report No. 49 (WMO/TD-No. 462). Ginebra.
- , 2003: *Guía de prácticas para oficinas meteorológicas al servicio de la aviación (OMM-N° 732)*. Ginebra.
- , 2011a: *Manual de claves (OMM-N° 306)*, volumen I.1. Ginebra.
- , 2011b: *Reglamento Técnico (OMM-N° 49)*, Volumen I. Ginebra.
- , 2012: *Manual de aplicación de normas de enseñanza y formación profesional en meteorología e hidrología (OMM-N° 1083)*, volumen I. Ginebra.
- , 2013: *Reglamento Técnico (OMM-N° 49)*, Volumen II. Ginebra.
- , 2014: *Guía de sistemas meteorológicos de observación y distribución de información para los servicios meteorológicos aeronáuticos (OMM-N° 731)*. Ginebra.
-



## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 3. OBSERVACIONES DESDE AERONAVES .....	631
3.1 Generalidades .....	631
3.1.1 Definiciones .....	631
3.1.2 Sensores meteorológicos de aeronaves .....	631
3.2 Presión y número de mach .....	632
3.2.1 Sonda de Pitot estática .....	632
3.2.2 Altitud barométrica .....	633
3.2.2.1 Incertidumbre de la medición .....	635
3.2.3 Número de Mach .....	635
3.2.3.1 Incertidumbre de la medición .....	636
3.3 Temperatura del aire .....	636
3.3.1 Sonda de la temperatura del aire total .....	636
3.3.1.1 Incertidumbre de la medición .....	637
3.4 Velocidad y dirección del viento .....	638
3.4.1 Incertidumbre de la medición .....	639
3.5 Humedad .....	640
3.5.1 Incertidumbre de la medición .....	640
3.6 Turbulencia .....	640
3.6.1 Turbulencia derivada de la aceleración vertical .....	641
3.6.1.1 Incertidumbre de la medición .....	641
3.6.2 Velocidad de las ráfagas verticales equivalentes derivadas .....	641
3.6.2.1 Incertidumbre de la medición .....	641
3.6.3 Tasa de disipación de la turbulencia .....	642
3.6.3.1 Tasa de disipación de la turbulencia basada en el acelerómetro vertical .....	642
3.6.3.2 Tasa de disipación de la turbulencia basada en vientos verticales ...	643
3.6.3.3 Tasa de disipación de la turbulencia basada en la velocidad verdadera del aire .....	643
3.6.3.4 Incertidumbre de la medición .....	643
3.6.3.5 Relación entre la tasa de disipación de la turbulencia y la velocidad de la ráfaga vertical equivalente derivada .....	644
3.7 Engelmiento .....	644
3.7.1 Incertidumbre de la medición .....	644
3.8 Sistemas de observación desde aeronaves .....	644
3.8.1 Retransmisión de datos meteorológicos de aeronaves .....	645
3.8.2 Notificación de datos meteorológicos troposféricos de a bordo .....	645
3.8.2.1 Aspectos generales del sistema de notificación de datos meteorológicos troposféricos de a bordo .....	645
3.8.2.2 Humedad relativa y temperatura .....	645
3.8.2.3 Detección del engelmiento mediante el sistema TAMDAR .....	647
3.8.2.4 Detección de turbulencias mediante el sistema TAMDAR .....	647
3.9 Otros sistemas y fuentes de observaciones desde aeronaves .....	648
3.9.1 Vigilancia Dependiente Automática de la Organización de Aviación Civil Internacional .....	648
3.9.2 Sistemas nuevos y en desarrollo .....	648
3.9.2.1 Vigilancia mejorada en Modo S .....	648
3.9.2.2 Informe meteorológico aeronáutico de rutina en Modo S .....	649
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	650

## **CAPÍTULO 3. OBSERVACIONES DESDE AERONAVES**

### **3.1 GENERALIDADES**

#### **3.1.1 Definiciones**

Este capítulo describe los métodos utilizados para las mediciones meteorológicas automáticas en aeronaves comerciales modernas, conocidos colectivamente como observaciones desde aeronaves. Los principios aquí descritos pueden utilizarse para el procesamiento de datos en cualquier aeronave dotada de instrumentos adecuados con el fin de definir y desarrollar sistemas de observación desde aeronaves.

El sistema de observación de la retransmisión de datos meteorológicos de aeronaves (AMDAR) de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) es un sistema de observación desde aeronaves que se especifica en OMM (2013) destinado a que la comunicación de datos meteorológicos desde una plataforma de aeronaves cumpla los requisitos meteorológicos relativos a. Los Miembros de la Organización gestionan el sistema AMDAR en colaboración con sus líneas aéreas asociadas y los datos resultantes se transmiten al Sistema Mundial de Telecomunicación de la OMM. Se dispone de información adicional en OMM (2003).

El sistema AMDAR y otros sistemas de observación desde aeronaves se aplican generalmente en aeronaves provistas de sofisticados sistemas de navegación y otros sistemas de detección. Hay sensores para medir la velocidad, temperatura y presión del aire. Además, se pueden obtener otros datos relacionados con la posición, la aceleración y la orientación de la aeronave con el sistema de navegación aeronáutica. Las aeronaves también llevan a bordo computadoras para los sistemas de navegación y gestión del vuelo, mediante los cuales se calculan continuamente datos meteorológicos y de navegación que se ponen a disposición de la tripulación en la cabina de pilotaje. En los sistemas de observación desde aeronaves, estos datos son procesados en mayor profundidad y enviados automáticamente al sistema de comunicación de la aeronave para su transmisión a tierra o, como alternativa, también puede utilizarse en la propia aeronave un equipo de procesamiento específico para acceder a los datos brutos de los sistemas de la aeronave y obtener independientemente las variables meteorológicas.

En los sistemas AMDAR, estos medios se emplean para compilar y transmitir informes meteorológicos en tiempo real. Generalmente, los mensajes incluyen la velocidad y dirección del viento (en el plano horizontal), la temperatura del aire, la altitud barométrica (la altitud en la atmósfera estándar con respecto a un nivel de presión de referencia), la hora a la que se efectúa la observación, la fase de vuelo y la posición de la aeronave. Si la aeronave está provista de los equipos adecuados, también puede comunicar la humedad o la razón de mezcla del vapor de agua y una medida de la turbulencia.

Los datos originales para las observaciones meteorológicas requieren correcciones considerables y un procesamiento complejo para obtener mediciones meteorológicas representativas de la corriente de aire libre en las proximidades de la aeronave. Queda fuera del alcance de esta Guía ofrecer una descripción completa de todos los procesos que intervienen, pero se consideran los principios básicos con referencias para una información más completa.

#### **3.1.2 Sensores meteorológicos de aeronaves**

Los sensores básicos a bordo de aeronaves comerciales modernas incluyen una sonda de Pitot estática y una sonda de temperatura del aire total (TAT). Los datos procedentes de estos sensores junto con la información procedente del sistema de navegación aeronáutica, suministrada normalmente por un sistema o por un conjunto de sistemas de ayuda a la navegación por radio (Sistema de posicionamiento mundial, GPS), los equipos de medición de la distancia,

los radiofaros omnidireccionales de muy alta frecuencia (VOR), un sistema de aterrizaje por instrumentos y, en algunos casos, un sistema de navegación inercial, se procesan para proporcionar los siguientes elementos meteorológicos:

- la altitud barométrica  $H_p^1$ , la posición horizontal y la hora (PALT en la figura 3.1);
- la temperatura del aire estática  $T_s$  (SAT en la figura 3.1);
- la velocidad del viento  $|V|$ ;
- la dirección del viento  $D_w$ .

En algunas aeronaves se efectúa un procesamiento adicional para medir la turbulencia, o hay sensores adicionales para medir la acumulación de hielo en las superficies frontales y/o para medir la humedad relativa o la razón de mezcla del vapor de agua  $r$ .

A fin de comprender la complejidad del sistema de tratamiento, la siguiente descripción se ha estructurado conforme al flujo de procesos en un sistema de operación normal. Cabe señalar que las variables calculadas son sumamente interdependientes (figura 3.1).

## 3.2 PRESIÓN Y NÚMERO DE MACH

### 3.2.1 Sonda de Pitot estática

La sonda de Pitot estática (figura 3.2) está expuesta en la corriente de aire libre por encima de la capa límite de la aeronave e indica la presión total (suma de la presión estática y la presión de impacto o dinámica). Algunas de estas sondas pueden indicar también la presión estática (es decir, la presión de la corriente de aire libre, de preferencia la presión ambiente inalterada), pero en la mayoría de las aeronaves que suelen usarse para el sistema AMDAR la presión estática

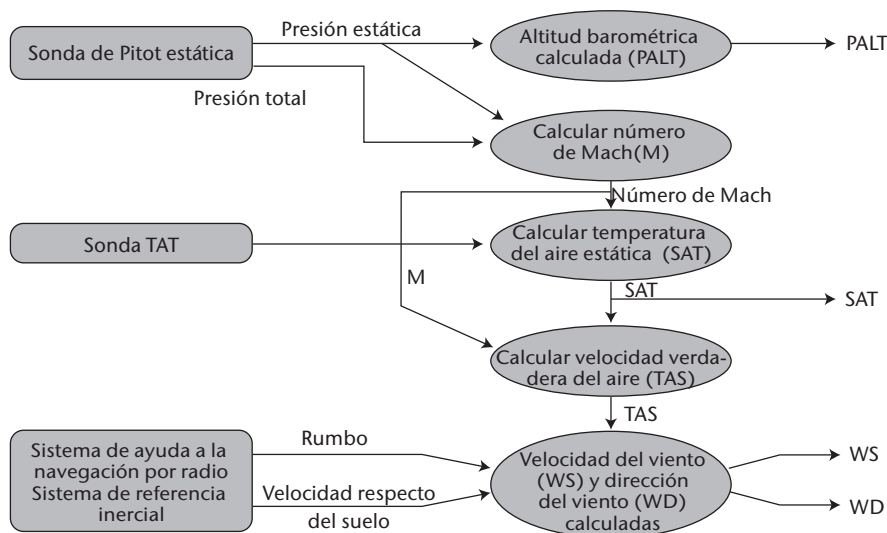
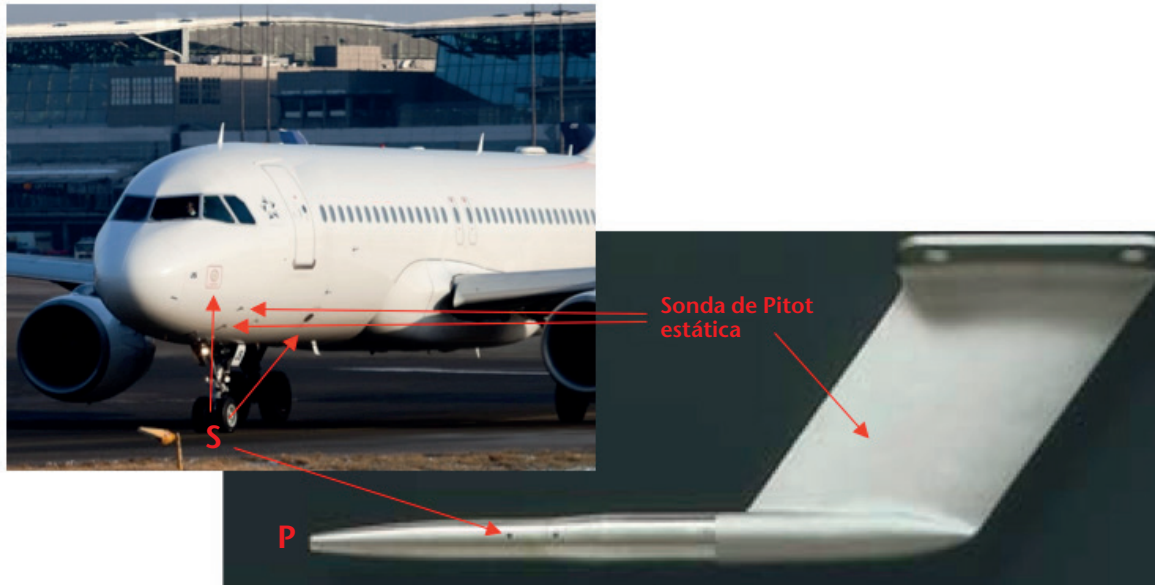


Figura 3.1. Procesamiento de datos obtenidos de sensores AMDAR

<sup>1</sup> La altitud barométrica se define como una medida de la altura que está en función del nivel de referencia tipo de 1 013,2 hPa. La variable de nivel de vuelo es equivalente a la altitud barométrica respecto de todos los niveles. La altitud barométrica y el nivel de vuelo no pueden intercambiarse con la altitud de la aeronave indicada, la altitud de la aeronave o la altura de la aeronave, en cuyo caso se aplican otras definiciones. La altitud barométrica (o nivel de vuelo) puede tener un valor negativo, pues la aeronave puede volar a diversos niveles barométricos por encima de 1 013,2 hPa (es decir, por debajo del nivel de referencia tipo).



**Figura 3.2. Configuración típica para la medición de la presión estática y la presión de Pitot en las aeronaves. La presión estática se toma (véase la marca “S”) o bien en los puertos de ambos lados del fuselaje, o bien en los puertos laterales de la sonda de Pitot estática. La presión total se toma en el orificio dirigido hacia adelante de las sondas de Pitot o las sondas de Pitot estáticas (véase la marca “P”) que se instalan en el fuselaje, unos metros detrás de la nariz.**

se obtiene mediante los orificios laterales de su estructura. Los valores de presión se miden con transductores electrónicos y se transmiten a una unidad central que alberga los algoritmos para los ajustes aerodinámicos (corrección del “error automático”) y, por último, al computador de datos de aire (ADC). El ADC calcula la altitud barométrica, la temperatura estática y el número de Mach a partir de estas dos medidas.

### 3.2.2 Altitud barométrica

Por lo general, la medición de la presión estática no se comunica en el AMDAR, sino que se convierte en el ADC en la altitud equivalente basada en la atmósfera tipo internacional (ISO, 2007). La atmósfera tipo (véase la figura 3.3) considera una disminución lineal de la temperatura con la altura de 6,5 °C por kilómetro hasta los 11 km o 36 089 ft de altura<sup>2</sup>, y una temperatura y presión medias al nivel del mar de 15 °C y 1 013,25 hPa, respectivamente. Desde los 11 hasta los 20 km se considera una temperatura constante de -56,5 °C.

Cuando la altitud barométrica  $H_p$  es igual o inferior a 36 089 pies, la presión estática ( $p_s$ ) se relaciona con la  $H_p$  mediante la siguiente expresión:

$$p_s = 1013,25 \cdot \left(1 - 6,8756 \cdot 10^{-6} \cdot H_p\right)^{5,2559} \quad (3.1)$$

con  $H_p$  expresada en pies y  $p_s$ , en hectopascales. Por ejemplo, si  $H_p = 30\,000$  ft,  $p_s = 300,9$  hPa.

La expresión anterior (3.1) se puede utilizar para calcular la presión estática a partir de la altitud barométrica comunicada, siempre que el valor de la presión estática a bordo se haya corregido únicamente en el caso de los efectos inducidos desde un punto de vista aerodinámico (error automático) y la escala secundaria del altímetro aeronáutico (referencia cero) se haya fijado en la presión tipo al nivel medio del mar establecida por la Organización de Aviación Civil Internacional (OACI, 1 013,25 hPa). Los procedimientos de navegación establecen también

<sup>2</sup> Pese a la política general de usar unidades del Sistema Internacional, en este capítulo se usan pies (ft), con lo cual se respeta la práctica común de la comunidad aeronáutica.

ajustes de la escala secundaria del altímetro en otros niveles de referencia. Por ejemplo, el ajuste puede aplicarse en la presión del aeródromo (presión atmosférica a la elevación del aeródromo, QFE) o en el QNH (valor del QFE reducido al nivel del mar utilizando la atmósfera tipo), que es una referencia de la presión en la escala de la atmósfera tipo de modo que indica la elevación del aeródromo en el momento de aterrizar en un aeródromo determinado. La altitud barométrica notificada por los programas informáticos a bordo del AMDAR siempre debería comunicarse con respecto a la presión al nivel medio del mar establecida por la OACI únicamente.

Para su uso en la cabina de vuelo, la altitud indicada  $H_i$  (la altitud barométrica por encima del nivel medio del mar (NMM)) se obtiene de la diferencia entre la altitud barométrica ( $H_p$ ) y la altitud de la referencia de la escala secundaria del altímetro en la escala de la atmósfera tipo ( $H_r$ ), más la elevación del nivel de la presión de referencia por encima del NMM ( $E_{Ref}$ ). La expresión general es:

$$H_i = H_p - H_r + E_{Ref} \quad (3.2)$$

$$H_r = \left[ 1 - \left( \frac{p_r}{1013,25} \right)^{0,19026} \right] \cdot 145\,442 \quad (3.3)$$

con  $H_r$ ,  $H_i$  y  $E_{Ref}$  expresadas en pies y  $p_r$  en hectopascales, y donde  $p_r$  es el ajuste de la escala secundaria del altímetro, como:

QNH, entonces  $E_{Ref} = 0$  ft por encima del nivel medio del mar

o

QFE, entonces  $E_{Ref} =$  elevación del aeródromo por encima del nivel medio del mar

Obsérvese que  $H_r = 0$  cuando  $p_r = 1\,013,25$  hPa.

Por ejemplo:

- Si el ajuste de la escala secundaria es a un valor de QNH de 1 000,0 hPa y la altitud indicada es de 9 335 ft,  $H_p = 9\,335 \text{ ft} + 364 \text{ ft} = 9\,699 \text{ ft}$  y  $p_s = 705$  hPa.
- Si el ajuste de la escala secundaria es a un valor de QFE de 990 hPa, la elevación del aeródromo es de 276 ft y la altitud indicada, de 9 058 ft,  $H_p = H_i + H_r$  (QFE) -  $E_{Ref} = 9\,058 \text{ ft} + 641 \text{ ft} - 276 \text{ ft} = 9\,423 \text{ ft}$  y el valor de QNH sería de 1 000 hPa.

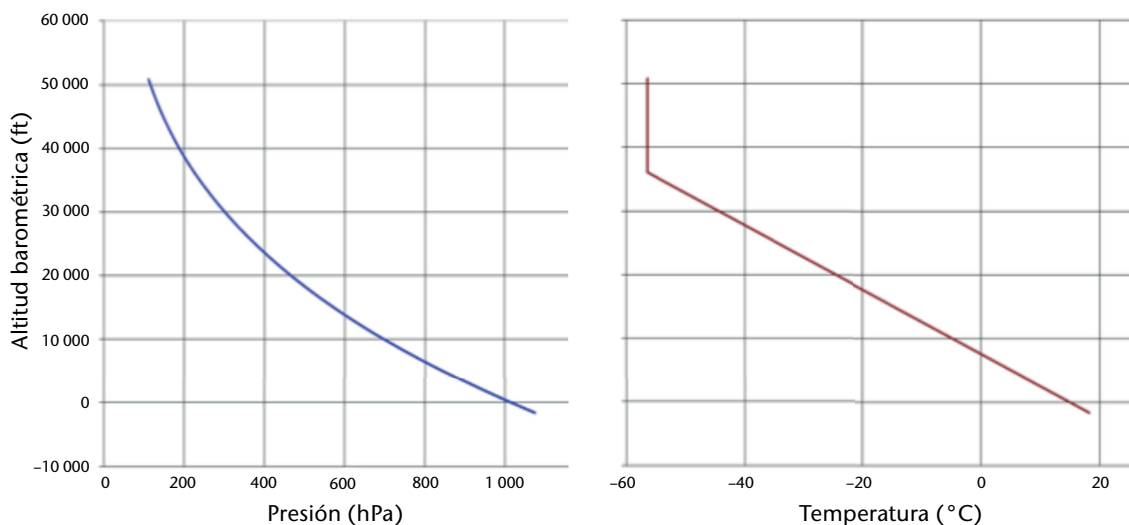


Figura 3.3. Atmósfera tipo internacional

Sin embargo, a los efectos del AMDAR, se debería elegir el parámetro de altitud que se basa exclusivamente en la presión estática pura desde un punto de vista aerodinámico sin hacer referencia al QNH ni al QFE.

Si  $H_p$  es superior a 36 089 ft (11 km), la presión estática viene dada por:

$$p_s = 226,32 \cdot e^{-\frac{36\,089 - H_p}{20\,806}} \quad (3.4)$$

$$H_p = 36\,089 - 20\,806 \cdot \ln\left(\frac{p_s}{226,32}\right)$$

con  $H_p$  expresada en pies y  $p_s$ , en hectopascales. Por ejemplo, si  $H_p = 40\,000$  ft,  $p_s = 187,5$  hPa.

### 3.2.2.1 **Incertidumbre de la medición**

Las fuentes de incertidumbre son:

- la incertidumbre en la calibración;
- el error instrumental aleatorio a corto plazo;
- la deriva de calibración;
- la incertidumbre en la exposición o la incertidumbre en la fuente estática (automática).

Dado que las separaciones de seguridad de las aeronaves son fundamentales, estas incertidumbres se corrigen tanto como sea posible en el ADC. La incertidumbre en la fuente estática, que es una función de la ubicación de la sonda, del número de Mach y del peso de la aeronave, se determina de forma empírica durante la prueba de vuelo. La incertidumbre en la presión se deduce de las alturas comunicadas.

Una posible fuente de la demora de los datos con el sistema AMDAR se encuentra en el radioenlace entre la aeronave y el suelo. Este proceso de enlace se rige por normas internacionales, como ARINC 620, AOSFRS (Especificación de los requisitos funcionales de los programas informáticos a bordo para la AMDAR) o AAA, acrónimo de ACMS ACARS AMDAR (AMDAR del sistema de control del estado de la aeronave y del ACARS). En versiones anteriores de estas normas, las altitudes barométricas se comunicaban en cientos de pies, que a nivel de crucero equivalen a unos 1,5 hPa. Ello representa aproximadamente el 0,1% de la escala completa de medida de la presión. Con una exactitud instrumental que, en el mejor de los casos, alcanza 1 hPa, la incertidumbre en la presión estática a nivel de crucero que se deriva de la conversión de la altitud barométrica es de aproximadamente 2 hPa. Al nivel de referencia cero, la resolución equivale a alrededor de 3,7 hPa, lo cual da lugar a una incertidumbre de unos 4 hPa. En versiones recientes de los programas informáticos a bordo para la AMDAR, la altitud se comunica en decenas de pies, en cuyo caso, la incertidumbre debida al error relacionado con la codificación es inferior al resto de la incertidumbre en la medición. Las aeronaves equipadas con sistemas AMDAR cumplen las normas y los requisitos de la separación vertical mínima reducida (RVSM) conforme a lo establecido por las autoridades acreditadas en el marco de la gestión del tránsito aéreo. Las aeronaves deben mantener una incertidumbre relativa a la altitud de 50 m (160 ft), incluso en el intervalo de altitud de 30 000 a 40 000 ft. Por ende, la incertidumbre relativa a la presión tiene que estar comprendida en el intervalo de  $\pm 1,5$  hPa y el sistema de control de calidad de la línea aérea debe conservar este nivel de exactitud.

### 3.2.3 **Número de Mach**

El número de Mach ( $M$ , cociente entre la velocidad verdadera del aire y la velocidad del sonido en el aire libre) es un elemento importante en las operaciones de las aeronaves. En los sistemas AMDAR se emplea para corregir las mediciones de la temperatura y la velocidad del aire. En aire seco, la velocidad del sonido es proporcional a la raíz cuadrada de la temperatura absoluta (estática)  $T_s$ . El número de Mach depende solo de dos parámetros:

- a) la presión debida al choque  $q_c$  que miden los tubos de Pitot de la aeronave; y
- b) la presión estática  $p_s$  que se mide en lugares específicos del lado del fuselaje de la aeronave:

$$M^2 = \frac{2}{\kappa - 1} \left[ \left( \frac{q_c + p_s}{p_s} \right)^{\frac{\kappa - 1}{\kappa}} - 1 \right] \quad (3.5)$$

donde  $q_c + p_s$  es la presión total y  $\kappa$  es la razón entre los calores específicos del aire seco ( $C_p/C_v$ ).

Para más detalles, véanse los textos de referencia sobre aerodinámica de las aeronaves, como Abbott y von Doenhoff (1959) y Dommasch y otros (1958).

### 3.2.3.1 ***Incertidumbre de la medición***

La incertidumbre de la medición se establece prácticamente en su totalidad por la incertidumbre de las mediciones básicas de la presión. En operaciones normales, la incertidumbre en el número de Mach calculado debería ser inferior al 0,2%.

## 3.3 **TEMPERATURA DEL AIRE**

### 3.3.1 **Sonda de la temperatura del aire total**

La sonda TAT está expuesta a la corriente de aire libre y se utiliza para calcular la temperatura estática (de la corriente de aire libre). La medición exacta de la temperatura del aire es fundamental para el resto de elementos meteorológicos que de ella se derivan. Por ejemplo, se utiliza en el cálculo de la velocidad verdadera del aire y, por tanto, tiene un efecto sobre el cálculo de las componentes de la velocidad del viento. El ADC corrige la temperatura medida realmente por la sonda empleando el número de Mach calculado.

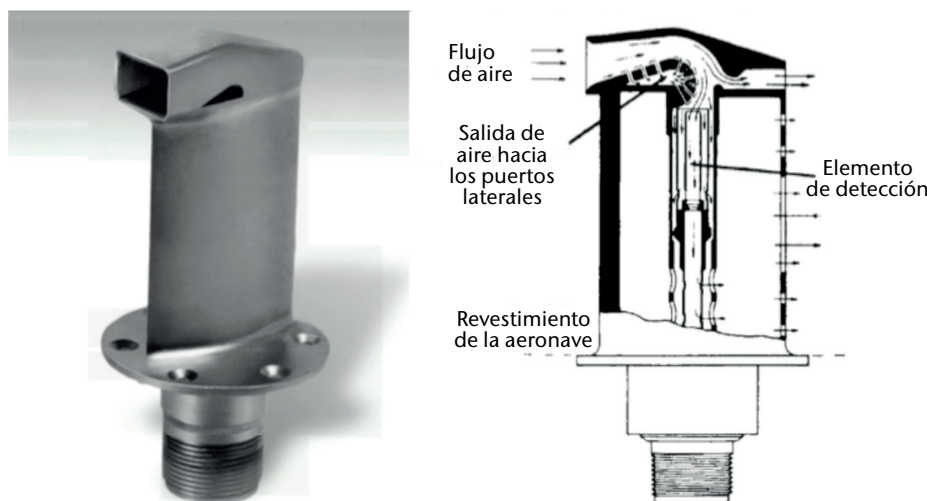
La mayoría de las aeronaves comerciales están equipadas con sondas TAT del tipo termómetro de inmersión. La figura 3.4 muestra un ejemplo típico. El elemento de detección es un termómetro de resistencia. La cubierta de protección está diseñada para alejar los hidrometeoros de nubes y precipitaciones de dicho elemento, aunque se ha documentado (Lawson y Cooper, 1990) que este se humedece con las nubes cumuliformes. No obstante, las partículas aerodinámicas se separan principalmente para proteger el elemento de los efectos abrasivos.

La parte importante del diseño de la cubierta de protección desde un punto de vista termodinámico es lograr la conversión adiabática casi completa de la energía cinética de la muestra de aire en energía interna. La velocidad del aire debe reducirse a un remanente de unos metros por segundo en el sensor. En esta ubicación, la corriente de aire que entra en contacto con el elemento sensible no debe haber tenido un intercambio térmico con las paredes interiores. Por ello, todos los diferentes tipos de cubierta de protección de las sondas TAT están equipadas/ diseñadas con agujeros en las paredes que rodean el flujo de entrada. Dichos agujeros producen un efecto de succión aerodinámica que reduce la capa límite interna. Así, el intercambio térmico con la pared se mantiene en un nivel que sea lo suficientemente pequeño para que las mediciones sigan siendo exactas. Aunque el borde de la entrada de la cubierta de protección se calienta para descongelarse, el aumento relacionado con la temperatura medida es inferior a 0,5 K cuando  $M > 0,3$ .

La temperatura ( $T_r$ ) medida por la sonda toma un valor próximo al valor teórico de  $T_t$  que tendría lugar con una compresión adiabática perfecta de la corriente de aire libre en un punto de remanso ideal en términos aerodinámicos. La temperatura del aire estática  $T_s$ , que es la temperatura de la corriente de aire libre, se relaciona con la temperatura medida  $T_r$  mediante la siguiente expresión (con  $T$  como temperatura absoluta):

$$\frac{T_r}{T_s} = 1 + \lambda \cdot \frac{\kappa - 1}{2} \cdot M^2 \quad (3.6)$$





**Figura 3.4. Ejemplo típico de sensor termométrico de aeronave: sonda de la temperatura del aire total. El diseño aerodinámico interno permite que el flujo se estanque antes de entrar en contacto con el sensor. La capa límite interna conexa se mantiene en un nivel lo suficientemente pequeño y alejada del elemento de detección para facilitar un proceso adiabático puro. La curvatura del flujo sirve para separar las partículas.**

donde  $\lambda$  es el factor de recuperación de la sonda. Las sondas TAT modernas muestran valores típicos del factor de recuperación de la sonda de alrededor de 0,98 con respecto a los números de Mach comprendidos entre 0,5 y 0,9. Se incluyen principalmente el efecto de estancamiento incompleto de aire y, en segundo lugar, el de una pequeña termotransmisión de fricción al flujo que se someterá a muestreo. El valor de este coeficiente es ligeramente inferior a 1. No solo depende del diseño de la cubierta de protección, sino también del número de Mach. En crucero, con un número de Mach de 0,85, la temperatura de la sonda es mayor que la temperatura ambiente por más de 30 K.

En Stickney y otros (1990) puede encontrarse información más detallada sobre las sondas TAT.

### 3.3.1.1 ***Incertidumbre de la medición***

La temperatura estática es una función de la temperatura de la sonda y del número de Mach. Como se ha indicado antes, el número de Mach se obtiene a partir de la presión total y de la presión estática, siendo estas medidas independientes del tubo de Pitot estático. Por tanto, la incertidumbre de la medición es una función de tres fuentes de error, además de las incertidumbres en la calibración y otros efectos (por ejemplo, el deshielo en la sonda).

La incertidumbre en la temperatura es de aproximadamente 0,4 °C para un número de Mach de 0,8 y se reduce a 0,3 °C para números de Mach menores. En la primera versión de los programas informáticos a bordo de la norma ARINC 620, la temperatura tenía una resolución de 1 K. Desde 1994, se ha determinado que se cifre en 0,1 K. Si el sensor se humedece dentro de una nube, se enfriará posteriormente por evaporación, dando lugar a incertidumbres adicionales de hasta 3 °C aproximadamente. A velocidades del aire muy bajas (por ejemplo, antes del despegue), el flujo de aire en el sensor puede ser insuficiente para mantener la exactitud de la medición. Algunas aeronaves utilizan sensores aspirados para remediar este problema. Por lo general, los programas informáticos a bordo deberían configurarse de manera que la transferencia de datos no se inicie antes del despegue. A pesar de la complejidad del procesamiento de datos requerido, la experiencia práctica sugiere que la incertidumbre en la temperatura media a nivel de crucero es de aproximadamente 1 K.

### 3.4 VELOCIDAD Y DIRECCIÓN DEL VIENTO

La medición del vector viento tridimensional utiliza datos procedentes del sistema de navegación de la aeronave (la combinación completa o un subconjunto de ayuda a la navegación por radio, la plataforma inercial, la brújula magnética y el GPS) y del sistema de la velocidad del aire (un computador de datos de aire que usa el sistema de Pitot estático más una sonda TAT). Utilizado esos datos se puede calcular con un alto grado de exactitud la velocidad ( $V_g$ ) de la aeronave, la velocidad terrestre con respecto a la Tierra y la velocidad de la aeronave con respecto al aire ( $V_a$ , velocidad verdadera del aire). Por tanto, el vector viento ( $V$ ) viene dado por el triángulo de vectores:

$$\vec{v} = \vec{v}_g - \vec{v}_a \quad (3.7)$$

Los vectores  $\vec{v}_g$  y  $\vec{v}_a$  deben medirse con exactitud dado que los vientos horizontales típicos son pequeños (alrededor de 10 m/s) en comparación con la velocidad de la aeronave respecto al suelo y con la velocidad verdadera del aire (200 a 300 m/s). En los primeros sistemas AMDAR para la navegación a gran distancia, la velocidad respecto al suelo se obtenía únicamente de los sistemas de navegación inercial sin ningún apoyo de sistemas de ayuda a la navegación terrestres ni GPS. En ocasiones, esto puede haber reducido la exactitud del vector velocidad terrestre y el vector viento en algunos metros por segundo. Ello se ha mejorado con los modernos sistemas de navegación multisensor para producir datos operativos de calidad (Servicio Meteorológico de Canadá, 2003). No obstante, la solución tridimensional del vector (ecuación 3.7) requiere las medidas de cabeceo, balanceo y guiñada de la aeronave, así como del ángulo de ataque y de deslizamiento lateral (figura 3.5). Al nivel de vuelo normal, el cabeceo y el ángulo de balanceo son muy reducidos y pueden ignorarse. En el sistema a bordo de una aeronave comercial, el triángulo de vectores viento se calcula únicamente en el plano X-Y del sistema de coordenadas terrestres y los ángulos de ataque y de deslizamiento lateral no son objeto de medición.

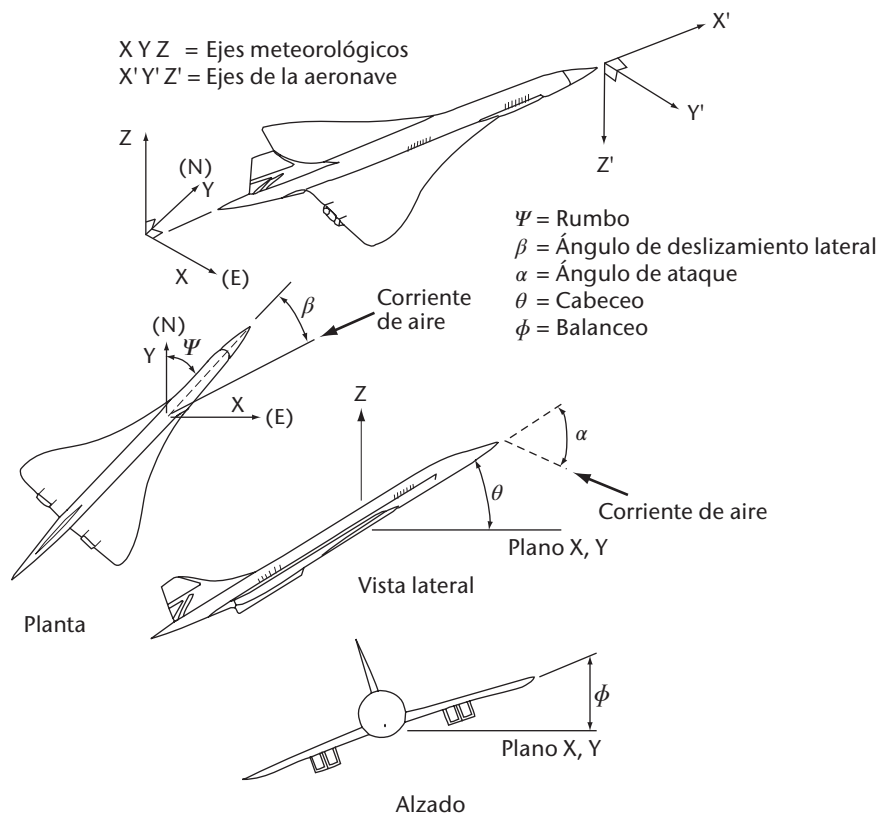


Figura 3.5. Ángulos entre la aeronave y el sistema de coordenadas terrestres así como la corriente de aire

Los datos de entrada requeridos se reducen entonces a la velocidad verdadera del aire, el rumbo y la velocidad respecto del suelo. El rumbo y la velocidad respecto del suelo se toman del sistema de navegación. La velocidad verdadera del aire debe calcularse a partir del número de Mach y de la  $T_s$ . Las componentes del viento horizontal ( $u$ ,  $v$ ) son los siguientes:

$$u = u_g - |\bar{v}_a| \cdot \sin \Psi \quad (3.8)$$

$$v = v_g - |\bar{v}_a| \cdot \cos \Psi \quad (3.9)$$

donde  $|\bar{v}_a|$  es la magnitud de la velocidad verdadera del aire;  $\Psi$  es el rumbo con respecto al norte verdadero, en sentido dextrorso; y  $u_g$  y  $v_g$  son las componentes de la velocidad respecto al suelo.

### 3.4.1 Incertidumbre de la medición

La velocidad verdadera del aire es una función del número de Mach y de la  $T_s$  (SAT en la figura 3.1):

$$|\bar{v}_a| = 38,867 \cdot M \cdot \sqrt{T_s} \quad (3.10)$$

$$|\bar{v}_a| = 38,867 \cdot M \cdot \sqrt{\frac{T_r}{1 + 0,194 \cdot M^2}} \quad (3.11)$$

Dado que existen incertidumbres tanto en el número de Mach como en la  $T_s$ , la incertidumbre total en la magnitud de la velocidad verdadera del aire viene dada por:

$$\Delta |\bar{v}_a| = 38,867 \cdot \Delta M \cdot \sqrt{T_s} + \frac{19,433 \cdot M \cdot \Delta T_s}{\sqrt{T_s}} \quad (3.12)$$

donde  $|\bar{v}_a|$  viene expresada en nudos y  $T_s$ ,  $T_r$  en kelvines; y  $\Delta M$  es la incertidumbre en el número de Mach; y  $\Delta T_s$ , la incertidumbre en la temperatura estática.

Obsérvese, a partir de la ecuación 3.5, que la incertidumbre en el número de Mach depende de la incertidumbre de las mediciones de presión. A menos que existan errores importantes de temperatura, la incertidumbre en el número de Mach puede ser la más significativa. Por ejemplo, con una incertidumbre en el número de Mach del 0,2% a nivel de crucero, la incertidumbre en la velocidad del aire es del orden de 1 nudos (0,5 m/s). Por lo tanto, sin ninguna incertidumbre proveniente del sistema de navegación, se prevé una incertidumbre en el vector viento de hasta 0,5 m/s. Cabe señalar, sin embargo, que los errores grandes de temperatura darán lugar a errores grandes del viento.

La incertidumbre en la velocidad verdadera del aire se añade a la incertidumbre proveniente de la unidad de referencia inercial. En los cálculos básicos se presume la alineación perfecta de la aeronave con la corriente de aire (sin ángulo de deslizamiento lateral) y la ausencia de balanceo, así como el ajuste perfecto de la plataforma inercial. Con ángulos elevados de balanceo, la incertidumbre en el vector viento, que es proporcional a la velocidad verdadera del aire, puede ser importante. Los ángulos de balanceo de 10 a 20 grados implican que el ángulo verdadero de ataque tenga una desviación angular respecto de la velocidad verdadera del aire de un par de metros por segundo. En consecuencia, es habitual excluir los datos del viento o, por lo menos, marcarlos cuando el ángulo de balanceo es superior a cierto umbral (normalmente entre 3 y 5 grados). A velocidades del viento bajas, la incertidumbre en el vector puede originar errores grandes en la dirección del viento. Por lo tanto, teniendo en cuenta todas las fuentes de incertidumbre indicadas anteriormente y combinando la incertidumbre en la velocidad y la dirección del viento como incertidumbre en el vector, una indicación más útil sugeriría una incertidumbre típica de 4 a 6 nudos (2 a 3 m/s). Estas estimaciones están en consonancia con lo encontrado en la práctica (véase, por ejemplo, Nash, 1994).

### 3.5 HUMEDAD

En aeronaves comerciales de investigación u operativas se usan diversos principios de los sensores para medir la humedad. La gama de tecnologías abarca la absorción-capacitancia, los espejos enfriados y los métodos ópticos basados en la absorción o la dispersión. El instrumento que se usa con más frecuencia en las operaciones AMDAR es uno basado en un láser de diodo ajustable (May, 1998; Fleming, 2000 y 2003), el Sistema de detección del vapor de agua (WVSS-II). El Laboratorio de Investigación sobre la Propulsión de la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) diseñó inicialmente la tecnología de espectroscopía de absorción del láser de diodo ajustable para su uso en misiones enviadas a Marte, pues ofrecía una alta precisión y una extrema estabilidad de medición durante muchos años. El WVSS-II se ha diseñado específicamente para su uso en la aviación comercial en apoyo al sistema AMDAR, empleando un método especial relativo de absorción de banda estrecha en una raya infrarroja apropiada del vapor de agua. La intensidad de la radiación en el detector se relaciona con la radiación emitida según la ley de Beer, de modo que:

$$I = I_0 \cdot e^{-kx\rho_w} \quad (3.13)$$

donde  $I$  es la señal recibida;  $I_0$  es la señal transmitida;  $k$  es el coeficiente de atenuación de masa;  $x$  es la longitud del camino óptico; y  $\rho_w$  es la humedad absoluta (densidad de vapor de agua) en el volumen de detección.  $I_0$ ,  $k$  y  $x$  son propiedades conocidas del sistema. Gracias a una medición de la presión y la temperatura a nivel local, el sistema puede tener en cuenta la densidad del aire seco  $\rho_d$ . La absorción se explora sobre una banda estrecha de longitudes de onda alrededor de la línea de  $H_2O$  a  $1,37 \mu m$ . La humedad absoluta en el volumen de muestreo se obtiene empleando el método 2f (May y Webster, 1993). La programación fija del sistema convierte finalmente la señal 2f sin procesar junto con la medición coincidente de la temperatura y la presión en el parámetro de salida adecuado, la razón de mezcla del vapor de agua,  $m$ :

$$m = \frac{\rho_w}{\rho_d} \quad (3.14)$$

El sistema del sensor es lo suficientemente pequeño para una integración manejable en la aeronave comercial. Salvo durante posibles transiciones de fase,  $m$  se conserva durante el cambio de presión y temperatura de afuera hacia la sonda del sensor. El valor generado de la razón de mezcla es apropiado para comunicar información sin conocer los valores de la presión o la temperatura a nivel local. Esto también es útil en los modelos numéricos de la atmósfera que hacen uso de la humedad específica (que, numéricamente, es casi indistinguible de  $m$ ) como variable de entrada.

#### 3.5.1 Incertidumbre de la medición

Hasta 2012, algunas evaluaciones de cámaras climáticas, así como los vuelos de prueba de este sistema espectrométrico de medición de la humedad, han revelado dos características del rendimiento del instrumento: en el caso de los valores de medición superiores al límite de detección de unos  $4 \text{ mg/m}^3$ , la incertidumbre relativa es del orden de un  $\pm 10\%$ . A una altitud de 200 hPa, el límite de detección correspondiente en la razón de mezcla es de  $0,02 \text{ g/kg}$  (o 30 ppmv). La comparación de este método basado en aeronaves con radiosondas contemporáneas (véase, por ejemplo, Petersen y otros, 2011), muestra que el sensor parece responder a las necesidades de observación de la OMM en todas las gamas de humedad específica y humedad relativa, tanto en la ascensión como en el descenso.

### 3.6 TURBULENCIA

La turbulencia, especialmente la turbulencia en aire claro (turbulencia en ausencia de nubes), es un fenómeno importante y potencialmente peligroso en aviación. Aunque en las operaciones comerciales rutinarias las rutas de vuelo están diseñadas para evitar la turbulencia, es inevitable que las aeronaves experimenten sacudidas imprevistas, pero la desviación respecto del nivel de vuelo establecido puede medirse con los instrumentos de a bordo.

### 3.6.1 Turbulencia derivada de la aceleración vertical

La aceleración vertical (perpendicular al plano de referencia horizontal de la aeronave) se mide en la unidad de referencia inercial. La salida de datos se referencia y ajusta a la aceleración debida a la gravedad, y puede clasificarse del modo indicado en el cuadro que figura más abajo. Sin embargo, la intensidad de la turbulencia que afecta a una aeronave depende principalmente de la velocidad del aire, de la masa de la aeronave, de la altitud y de la naturaleza de la propia turbulencia. Por tanto, los informes de turbulencia procedentes de una aeronave derivados de la aceleración máxima según las relaciones aproximadas indicadas en el cuadro son de aplicación limitada y dependen del tipo de aeronave, pues una ráfaga dada tendrá diferentes efectos en diferentes aeronaves.

#### Ejemplo de cifrado de la escala de turbulencia, definida por la aceleración máxima

Categoría de turbulencia	Aceleración máxima <sup>a</sup>	Clave
Ninguna	Menos de 0,15 g	0
Ligera	0,15 g a menos de 0,5 g	1
Moderada	0,5 g a 1,0 g	2
Fuerte	Más de 1,0 g	3

a Estas aceleraciones, que pueden ser positivas o negativas, son desviaciones de la aceleración normal de la gravedad (1,0 g).

#### 3.6.1.1 Incertidumbre de la medición

Existen dos fuentes principales de incertidumbre en los instrumentos a bordo de una aeronave, a saber, la incertidumbre "cero" o incertidumbre de referencia, y la incertidumbre obtenida por calibración (medición). Para la mayoría de las aeronaves, el valor de referencia nominal es +1,0 g, pero este puede variar normalmente en un 3%. Esta incertidumbre puede prácticamente eliminarse mediante corrección cuando la aeronave se encuentra en tierra, dejando una incertidumbre residual (incluyendo la medida) de aproximadamente el 3% de la medición (Sherman, 1985).

### 3.6.2 Velocidad de las ráfagas verticales equivalentes derivadas

Un indicador de turbulencia alternativo es la velocidad de la ráfaga vertical equivalente derivada (DEVG), definida como la velocidad de las ráfagas verticales instantáneas que, superpuesta a un viento horizontal constante, produciría la aceleración medida de la aeronave. El efecto de una ráfaga sobre una aeronave depende de la masa y de otras características, pero estas últimas pueden considerarse de manera que permitan calcular la velocidad de ráfaga independientemente de la aeronave. La ráfaga vertical equivalente derivada viene dada por (Sherman, 1985):

$$U_{de} = \frac{Am\Delta n}{V_c} \quad (3.15)$$

donde  $U_{de}$  es la velocidad de la ráfaga equivalente derivada;  $\Delta n$  es el módulo de la desviación máxima de la aceleración vertical de la aeronave respecto de 1 g en unidades de gravedad;  $m$  es la masa total;  $V_c$  es la velocidad del aire calibrada en el momento de producirse la aceleración máxima, y  $A$  es un parámetro que depende del tipo de aeronave y, en mucha menor medida, de la masa, de la altitud y del número de Mach.

#### 3.6.2.1 Incertidumbre de la medición

Se ha estimado la incertidumbre en cada uno de los elementos que contribuyen a  $U_{de}$ . Esta suele ser de menos de un 3% para cada elemento en un nivel de vuelo normal y, en casos extremos,

podría haber una incertidumbre total de entre el 10% y el 12%. Suponiendo una distribución aleatoria de errores, la incertidumbre típica sería del 3% o 4% del valor final de  $U_{de}$ . Las maniobras de las aeronaves pueden provocar también importantes aceleraciones verticales en la aeronave e, inversamente, las técnicas de control activas pueden amortiguar la aceleración provocada por las ráfagas, lo cual podría llevar a subestimar de forma significativa la velocidad de las ráfagas verticales.

### 3.6.3 Tasa de disipación de la turbulencia

La tasa de disipación de la turbulencia,  $\varepsilon$ , es un parámetro que cuantifica la intensidad de la turbulencia dentro de un fluido. En el contexto de la turbulencia de las aeronaves, es común usar  $\varepsilon^{1/3}$  para referirse a la tasa de disipación de la turbulencia (EDR). La ventaja de la EDR es que es una medida de la intensidad de la turbulencia atmosférica independiente de la aeronave. Existen varias formas de estimar la EDR (en función del acelerómetro o del viento), lo cual puede realizarse, en principio, a lo largo de cualquier dirección (aunque suele utilizarse o bien la vertical o bien la longitudinal (en el sentido de la trayectoria)). Asimismo, existen distintos modelos espectrales de turbulencia que pueden usarse en el caso de cualquier algoritmo:

$$F_v(f) = \frac{9\pi}{55V_t} \alpha \varepsilon^{2/3} L^{5/3} \frac{(1 + \frac{32}{3} \pi^2 L^2 f^2 / V_t^2)}{(1 + 4\pi^2 L^2 f^2 / V_t^2)^{11/6}} \quad (3.16)$$

La ecuación 3.16 es el modelo espectral de von Kármán, donde  $f$  es la frecuencia, expresada en hercios,  $V_t$  es la velocidad verdadera de la aeronave, expresada en metros por segundo,  $\alpha$  es una constante empírica (que en este caso se supone que es 1,6), y  $L$  es un parámetro de escala de longitud de la turbulencia.

$$F_k(f) = \frac{24\pi}{55V_t} \alpha \varepsilon^{2/3} (2\pi f / V_t)^{-5/3} \quad (3.17)$$

La ecuación 3.17 es el modelo espectral de Kolmogorov, que es precisamente el límite de alta frecuencia del modelo de la ecuación 3.16. Ambos modelos tratan de describir la forma espectral de la potencia de frecuencia de los datos sobre el viento. El modelo de von Kármán representa mejor escalas más grandes, especialmente de la velocidad vertical, aunque ello resulta más complicado e incluye la escala de longitud en función de la situación  $L$ , además de la EDR (al cuadrado). Las mediciones de las aeronaves de investigación han mostrado valores de  $L$  comprendidos aproximadamente entre 300 y 2 000 m. En la mayoría de las implementaciones de algoritmos realizadas hasta la fecha, se ha empleado el valor medio del intervalo de 669 m.

#### 3.6.3.1 Tasa de disipación de la turbulencia basada en el acelerómetro vertical

Este método, descrito en Cornman y otros (1995), se basa en el parámetro de aceleración vertical que puede obtenerse del sistema de navegación inercial. En el caso de este método se usa la relación siguiente (Cornman y otros, 1995, ecuación 21):

$$\varepsilon_w^{1/3} = \frac{\hat{\sigma}_{\ddot{z}}}{\left[0,7V_t^{2/3}I(f_l, f_h)\right]^{1/2}} \quad (3.18)$$

donde  $\hat{\sigma}_{\ddot{z}}$  es la varianza de la aceleración vertical filtrada por el paso de banda,  $I$  es la integral de la función  $H$  filtrada por el paso de banda de la respuesta de la aeronave, y:

$$I(f_l, f_h) = \int_{f_l}^{f_h} |H_{\ddot{z}w}(f)|^2 \hat{S}_w(f) df \quad (3.19)$$

donde  $\hat{S}_w$  es el modelo espectral de Kolmogorov hipotético en que  $\varepsilon = 1$ . El modelo de von Kármán podría sustituirse por el de Kolmogorov. En la implementación actual,  $f_l$  (el límite de la banda de rechazo) y  $f_h$  (el límite de la banda de paso) se fijan en 0,1 Hz y 0,8 Hz, respectivamente. La finalidad del filtro de paso de banda es eliminar las aceleraciones debidas a las maniobras de las aeronaves y a las frecuencias del modo de flexión de las alas, en lugar de la turbulencia.

La integral de respuesta de la aeronave se evalúa para una serie de condiciones de vuelo y se almacena en las tablas de búsqueda de forma que se simplifican y reducen las necesidades de cálculo a bordo. El algoritmo calcula la media cuadrática móvil de la señal filtrada en ventanas de 10 segundos. A una frecuencia de muestreo de 8 Hz, se obtienen 480 estimaciones por minuto de la EDR, cuya mediana y 90° percentil (denominado el “máximo”) se usan para los enlaces descendentes. Los resultados de medición de la EDR se convierten en cifras de notificación utilizando tablas que son mucho más detalladas que la que figura en la sección 3.6.1. En *Aircraft Meteorological Data Relay (AMDAR) Reference Manual* (OMM, 2003) figuran amplias descripciones de dichas tablas.

### 3.6.3.2 **Tasa de disipación de la turbulencia basada en vientos verticales**

Esta técnica se describe brevemente en Cornman y otros (2004). La idea principal consiste en calcular directamente los vientos verticales para luego estimar la EDR a partir de estos cálculos. Este método ofrece la ventaja de que no se necesita la función de respuesta de la aeronave, que es difícil de obtener debido a su carácter reservado.

$$w = V_T (\sin \alpha_b \cos \theta \cos \varphi - \cos \alpha_b \sin \theta) - \dot{Z} \quad (3.20)$$

En la ecuación anterior, que se usa para calcular los vientos verticales,  $\alpha_b$  es el ángulo de ataque del eje de la estructura,  $\theta$  es el ángulo de cabeceo,  $\varphi$  es el ángulo de balanceo, y  $\dot{Z}$  es la velocidad vertical inercial. La EDR se calcula de la siguiente manera:

$$\hat{\varepsilon}^{1/3} = \left[ \frac{1}{k_h - k_l + 1} \sum_{k=k_l}^{k_h} \frac{S^w(k)}{\hat{S}_w(k)} \right]^{1/2} \quad (3.21)$$

donde  $k_l$  and  $k_h$  son los límites de índice correspondientes a los límites de frecuencia de 0,5 y 3,5 Hz (respectivamente) para las actuales implementaciones de 8 Hz,  $S^w$  es el espectro de potencia de  $w$  (ecuación 3.20) después del procesamiento de la serie temporal, y  $\hat{S}_w$  es el modelo espectral de von Kármán hipotético, en que  $\varepsilon = 1$ , modificado para representar diversos artefactos de procesamiento de señales en  $S^w$ .

En términos nominales, el algoritmo calcula la EDR ( $\varepsilon^{1/3}$ ) en ventanas de 10 segundos, cada 5 segundos. Con ello se obtienen 12 estimaciones por minuto de la EDR, cuya media y máximo reales se usan para los enlaces descendentes. Las EDR media y máxima, junto con los parámetros de control de calidad, se convierten en cifras de notificación utilizando la codificación (véase la sección 5.3.13.5 de ARINC, 2012). La precisión comunicada tanto de la EDR media como de la EDR máxima es de 0,02, que es considerablemente más alta que la indicada en el método basado en el acelerómetro.

### 3.6.3.3 **Tasa de disipación de la turbulencia basada en la velocidad verdadera del aire**

Esta técnica es similar a la EDR basada en vientos verticales (sección 3.6.3.2), con la salvedad de que los modelos espectrales son ligeramente distintos y se usa la velocidad verdadera del aire en lugar de  $w$ . La ventaja de este método es que resulta más fácil de implementar, al necesitar solo un parámetro. La desventaja que tiene es que estima la EDR principalmente en la dirección a lo largo de la trayectoria, lo cual ejerce un efecto mucho menor en la aeronave que la turbulencia en la dirección vertical.

### 3.6.3.4 **Incertidumbre de la medición**

Al igual que en la DEVG, en la EDR existe un gran número de fuentes que contribuyen a la incertidumbre en la medición. A partir del análisis de la DEVG, con el método basado en el acelerómetro cabe esperar una incertidumbre aproximada del 5% al 10% en la media y, un tanto mayor, en el del máximo. Teniendo en cuenta las simulaciones, se prevé un rendimiento similar en el caso de los demás algoritmos de la EDR. Surge una complicación adicional como consecuencia de la elección del intervalo de muestreo y del período de promediado. El análisis de



series temporales típicas de datos de aceleración vertical a menudo revela una alta variabilidad de las propiedades estadísticas en distancias cortas. Las variaciones en la velocidad del aire de una sola aeronave alteran las distancias de muestreo.

### 3.6.3.5 **Relación entre la tasa de disipación de la turbulencia y la velocidad de la ráfaga vertical equivalente derivada**

Se han efectuado comparaciones detalladas *in situ* (Stickland, 1998) entre la EDR basada en el acelerómetro y la DEVG que han revelado una alta correlación entre los valores máximos de la EDR y de la DEVG para los mismos episodios de turbulencia. Este resultado debería preverse, ya que la EDR basada en el acelerómetro es directamente proporcional a la desviación típica de la aceleración vertical en el intervalo de medición escogido. Por lo tanto, para una distribución "normal", el valor extremo estará estrechamente correlacionado con la ráfaga vertical máxima (proporcional a la desviación máxima de la aceleración vertical). Obviamente, esta relación no se aplicará a un episodio único que no esté comprendido en la distribución considerada, y el filtro de la EDR limitado a 0,8 Hz podría atenuar excesivamente episodios de ráfagas muy intensos. En el caso del método basado en vientos verticales y del método basado en la velocidad verdadera del aire, se aplican pocos filtros, además de que no se ven considerablemente afectados por este último problema.

## 3.7 **ENGELAMIENTO**

Varios tipos de sensores pueden detectar la formación de hielo en la superficie de las aeronaves. Actualmente se usan los dos tipos siguientes de sensores:

- a) sensores capacitivos de película fina adheridos al perfil del ala;
- b) sensores mecánicos (transductores de vibración) expuestos a la corriente de aire en una sonda instalada junto a la superficie apropiada de la aeronave.

### 3.7.1 **Incertidumbre de la medición**

La señal de salida de ambos sensores es básicamente del tipo "hielo" o "no hielo", y la incertidumbre se podría definir por la tasa de falsas alarmas. En la actualidad no se dispone de datos sobre la tasa de falsas alarmas de estos sensores.

## 3.8 **SISTEMAS DE OBSERVACIÓN DESDE AERONAVES**

Hay varios sistemas de observación desde aeronaves que están en funcionamiento. Actualmente, el sistema AMDAR es la principal fuente de observaciones desde aeronaves en el Sistema Mundial de Telecomunicación. No obstante, hay nuevas observaciones de ese tipo provenientes de otros sistemas de observación desde aeronaves que aportan contribuciones importantes y, según lo previsto, proporcionarán mayores volúmenes de datos en el futuro.

Se han desarrollado o están desarrollando varios sistemas similares al AMDAR que proporcionarán mejor cobertura global y aumentarán el número de observaciones en la capa límite y en la troposfera inferior. Se está poniendo cierto énfasis en la incorporación de aeronaves regionales y de aviación general más pequeñas a fin de instalar en ellas sistemas AMDAR convencionales o sistemas de sensores y de comunicación específicos. Estas aeronaves operan desde aeropuertos de menor tamaño que normalmente no están cubiertos por las aeronaves de las líneas aéreas que envían informes AMDAR y participan en los programas AMDAR a nivel nacional y regional.

### 3.8.1 **Retransmisión de datos meteorológicos de aeronaves**

El sistema de observación AMDAR debería utilizarse conforme a las especificaciones y normas de la OMM (OMM, 2013). En la actualidad, el sistema AMDAR se basa en el sistema de direccionamiento e informe para comunicaciones de aeronaves (ACARS) y depende casi exclusivamente de este. Los sistemas AMDAR comunican los datos en modo perfilador (durante el ascenso o descenso) y durante el vuelo horizontal a la altitud de crucero.

Para obtener más información sobre los requisitos reglamentarios relativos al establecimiento y funcionamiento de un programa AMDAR y a la obtención de otras observaciones desde aeronaves, consúltese la sección 2.5 de la parte III del *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM, 2010a) y la sección 3.4 de la parte III de la *Guía del Sistema Mundial de Observación* (OMM, 2010b).

Para obtener información actual sobre los programas operativos AMDAR y otros recursos y material de orientación, visítese el sitio web del sistema AMDAR de la OMM: <http://www.wmo.int/amdar>.

### 3.8.2 **Notificación de datos meteorológicos troposféricos de a bordo**

#### 3.8.2.1 ***Aspectos generales del sistema de notificación de datos meteorológicos troposféricos de a bordo***

La notificación de datos meteorológicos troposféricos de a bordo (TAMDAR) es un sistema creado, desplegado y utilizado desde un punto de vista comercial que obtiene y vende datos meteorológicos provenientes de la sonda de detección y comunicaciones que casi no depende de la aeronave. A diferencia del sistema de observación AMDAR de la OMM, en el sistema TAMDAR se hace hincapié en equipar principalmente los portadores regionales, ya que esos vuelos suelen: i) dirigirse hacia ubicaciones más remotas y diversas, y ii) tener una menor duración, por lo que producen diariamente más perfiles verticales y permanecen en la capa límite más tiempo. Aunque la TAMDAR es plenamente funcional y se realiza con regularidad por encima de 40 000 ft, la aeronave que contiene habitualmente el sensor suele volar por debajo de 25 000 ft.

El sistema TAMDAR permite recopilar mediciones de humedad relativa, presión, temperatura, vientos, engelamiento y turbulencia, junto con la ubicación, el tiempo y la altitud geométrica correspondientes, a partir de un GPS incorporado. Dichos datos se retransmiten vía satélite en tiempo real a un centro de operaciones de la red terrestre, en que se realizan procedimientos de control de calidad en línea antes de la distribución. La calidad general de los datos sobre temperatura y humedad es similar a la de las radiosondas (Gao y otros, 2012). Las observaciones de viento se obtienen de forma similar a las de los vientos típicos con el sistema AMDAR, empleando el rumbo de la aeronave, la velocidad verdadera del aire y el vector trayectoria en tierra, que proporciona la unidad interna de GPS.

El sensor TAMDAR obtiene muestras de un intervalo basado en la presión durante la ascensión y el descenso, así como de un intervalo temporal a nivel de crucero, que también varía con la altitud desde 3 minutos en altitudes inferiores hasta 7 minutos en altitudes superiores. Actualmente, durante la ascensión y el descenso, el sensor envía información cada 10 hPa. Con todo, ello puede reducirse a distancia en tiempo real hasta 1 hPa (~30 ft), dependiendo de la velocidad de ascensión y descenso. Durante el crucero, si algún parámetro supera un umbral establecido, el sensor enviará un informe personalizado, de manera que los vuelos turbulentos a través de las cimas de las nubes generarán muchas más observaciones que una aeronave en crucero a mayor altitud en cielos despejados.

#### 3.8.2.2 ***Humedad relativa y temperatura***

El sistema TAMDAR utiliza dos dispositivos de detección capacitiva a efectos de redundancia para medir la humedad relativa. El parámetro físico fundamental al que responde la tecnología de detección capacitiva de la TAMDAR es la densidad de las moléculas de H<sub>2</sub>O. La humedad relativa

es un parámetro derivado, que tiene en cuenta la temperatura y la presión. Se ha agregado a los dispositivos un filtro personalizado de membrana hidrófoba, lo cual aumenta considerablemente la fiabilidad y exactitud, impidiendo el humedecimiento directo del elemento de detección (véase Mulally y Braid, 2009).

El valor de humedad relativa comunicado es un valor de “consenso” entre los dos dispositivos que determina un algoritmo en el sistema de procesamiento en tierra descrito en Anderson (2006). El sistema considera el valor y la calidad de cada salida del sensor. Normalmente, si ambos sensores comunican valores similares, el valor de consenso es simplemente el promedio de ambos. Si los sensores no concuerdan en más del 5% y se determina que uno de ellos es defectuoso empleando los métodos descritos en Anderson (2006) y Gao y otros (2012), el valor del sensor desviado se marca y no se emplea en el cálculo de la humedad relativa media.

Se deben aplicar determinadas correcciones en la humedad relativa real que el sensor comunica. Las correcciones básicas se deben al calentamiento por efecto del número de Mach y a la diferencia de presión de aire entre las condiciones ambientales y las observadas por el sensor. La humedad relativa de una partícula de aire con una determinada concentración de vapor de agua es función tanto de la temperatura como de la presión. Hay cuatro factores principales que contribuyen a la incertidumbre en la medición de la humedad relativa verdadera que se hace en la TAMDAR:

- la incertidumbre de medida del propio sensor de humedad relativa ( $\Delta RH$ );
- la incertidumbre de la temperatura de la sonda TAMDAR ( $T_{sonda}$ ), por medio de un dispositivo térmico de resistencia de platino;
- la incertidumbre de medida de la temperatura del aire estática objeto de cálculo ( $T_{estática}$ );
- la incertidumbre de medida de la relación entre la presión estática ( $P_{estática}$ ) y la presión del sensor de RH ( $P_{sonda}$ ).

El cálculo básico necesario para la humedad relativa estática es el siguiente:

$$RH_{estática} = RH_{sonda} \left( \frac{P_{estática}}{P_{sonda}} \right) \cdot \left( \frac{e_{s,sonda}(T_{sonda})}{e_{s,estática}(T_{estática})} \right) \quad (3.22)$$

donde  $RH_{estática}$  es la humedad relativa atmosférica,  $RH_{sonda}$  es la medición real de la humedad relativa obtenida del sensor de humedad relativa colocado en la sonda TAMDAR,  $P_{estática}$  es la presión estática del aire,  $P_{sonda}$  es la presión del aire en el sensor de humedad relativa colocado en la sonda,  $T_{sonda}$  es la temperatura de la cavidad de detección de la sonda,  $T_{estática}$  es la temperatura del aire estática,  $e_{s,sonda}$  es la presión saturante del vapor de la sonda con respecto al agua, y  $e_{s,estática}$  es la presión estática saturante del vapor con respecto al agua. La relación de la presión saturante es estrictamente una función de  $T_{sonda}$  y  $T_{estática}$  como se ha indicado antes. El cálculo de la relación de la presión ( $P_{estática}/P_{sonda}$ ) se ha obtenido de los datos provenientes de pruebas exhaustivas de túnel de viento (véanse Braid y otros, 2011, y Smith y otros, 2012).

La relación entre  $T_{sonda}$  (esencialmente, la temperatura recuperada) y  $T_{estática}$  es:

$$T_{sonda} = T_{estática} (1 + \lambda \cdot M^2) \quad (3.23)$$

donde  $M$  es el número de Mach y  $\lambda$  es una constante que equivale aproximadamente a 0,17. La medición real del sensor de humedad relativa es el valor verdadero más una incertidumbre en el sensor,  $\Delta RH$ , es decir:

$$RH_{sonda} = RH_{verdadera} + \Delta RH \quad (3.24)$$

La sustitución de la ecuación 3.24 en la ecuación 3.22 ilustra un problema que debe examinarse al emplear el método de humedad relativa. A medida que aumenta el número de Mach y disminuye la temperatura, la relación de la presión saturante ( $e_{s,sonda}/e_{s,estática}$ ) en esta última ecuación se incrementa rápidamente, por lo que el efecto de la incertidumbre en el sensor,  $\Delta RH$ , se amplifica. El sistema de procesamiento en tierra estima el error en la humedad relativa teniendo en cuenta la temperatura y el número de Mach. Este método se utiliza junto con

la exactitud conocida del sensor de humedad relativa y las exactitudes de temperatura para calcular una incertidumbre general en la humedad relativa, lo cual se comunica junto con el valor de dicha variable.

La escala de humedad relativa que experimentará el sensor de humedad relativa también se reduce debido al calentamiento por efecto del número de Mach. A grandes velocidades, la humedad relativa dentro de la sonda será en general inferior al 10% debido al calentamiento del aire por el mencionado efecto, el cual se corrige en el sistema TAMDAR mediante el proceso de calibración. Cada sensor de humedad relativa se caracteriza por varias condiciones de humedad relativa y temperatura. Los valores se eligen concretamente en condiciones sujetas a errores, en particular en condiciones frías y secas. Del proceso de calibración se obtiene la capacidad de medición de la humedad relativa, que es útil incluso a grandes altitudes. Cabe mencionar que una de las incidencias del calentamiento por efecto del número de Mach aporta beneficios. Dado que la respuesta del sensor capacitivo se desacelera a medida que se reduce la temperatura, la incidencia de dicho calentamiento mantiene el sensor de humedad relativa considerablemente más caliente que la temperatura ambiente, lo cual permite que el tiempo de respuesta sea mucho más corto que en otros casos.

### 3.8.2.3 ***Detección del engelamiento mediante el sistema TAMDAR***

El sensor TAMDAR detecta el engelamiento usando dos pares de diodos fotoemisores (LED) y fotodetectores (PD), cada uno con un valor de salida de tensión convertida de la forma analógica a la digital (AtDC) vinculado. Cuando un sensor TAMDAR registra condiciones en que hay presencia de engelamiento, el hielo se acumula sobre la superficie de la discontinuidad metálica en la zona comprendida entre los pares de LED y PD. A medida que aumenta el espesor de hielo, los haces de rayos infrarrojos se oscurecen, reduciendo los valores de AtDC de los pares de LED y PD por debajo de la mitad del valor nominal desbloqueado, lo cual produce una señal positiva de engelamiento dentro del sensor TAMDAR. Una vez confirmada la detección del hielo mediante algoritmos que verifican la coherencia del episodio con las condiciones ambientales del momento (es decir, temperatura y humedad relativa), se activan automáticamente los calentadores de la sonda TAMDAR para eliminar el hielo. Este proceso continúa hasta que los valores de tensión de los PD sean mayores que la mitad del valor nominal desbloqueado.

Todos los episodios de engelamiento que experimenta el sensor TAMDAR son objeto de seguimiento en el tren de datos con el uso de indicadores de engelamiento. Dichos indicadores permiten hacer un seguimiento del inicio del episodio de engelamiento, el momento en que se activaron los calentadores, el período de engelamiento continuo, el enfriamiento de la sonda y el momento en que ya no hay engelamiento. Los valores de AtDC de los pares de LED y PD, que se emplean para detectar la presencia o ausencia de engelamiento, se utilizan para calcular el contenido en agua líquida del sensor TAMDAR. A partir de la tasa de variación obtenida de la salida de tensión AtDC de la sonda TAMDAR se calcula la velocidad de acreción, sobre la base de la cual se obtienen los valores del contenido en agua líquida. La tasa de disminución temporal de los valores AtDC se emplea para calcular la intensidad de engelamiento o la tasa de acreción.

### 3.8.2.4 ***Detección de turbulencias mediante el sistema TAMDAR***

La turbulencia se comunica como una EDR y se basa en muestras de la velocidad verdadera del aire, que se calculan a partir de las presiones del tubo de Pitot y de los puertos estáticos y la temperatura de la TAMDAR. El informe incluye la EDR media y máxima, además del instante del valor máximo de cada período de 1 minuto. El algoritmo de turbulencia de la EDR es independiente de la configuración de la aeronave y de las condiciones de vuelo. Por consiguiente, no depende del tipo de aeronave ni de la capacidad de carga o de vuelo.

La metodología TAMDAR utiliza una estimación del viento longitudinal mediante el parámetro de velocidad verdadera del aire para calcular la EDR. La TAMDAR puede obtener dicha velocidad a través de dos fuentes: i) las mediciones de la TAMDAR del sensor de presión estática y de Pitot,

o ii) el bus de datos ARINC 429 de las aeronaves. Una vez que el sistema efectúa una medición de la diferencia entre la presión de Pitot y la estática, la medición se transmite a través de un filtro antes de calcular la velocidad verdadera del aire.

Se emplea el método MacCready para estimar la EDR teniendo en cuenta la pendiente prevista de espectros de potencia de  $-5/3$  derivada del modelo Kolmogorov de la señal de velocidad verdadera del aire. El filtrado del sensor de presión diferencial utiliza un filtro antialias Butterworth de paso bajo, con frecuencias de corte del cuarto orden de 5 Hz y 3 dB. La división en ventanas se completa antes de la transformación rápida de Fourier (FFT) para lograr que la medición sea más espectral (FFT de 64 puntos). La EDR se calcula cada 3 segundos usando un bloque de 6 segundos de datos sobre velocidad verdadera del aire de 10,67 Hz. Se puede sacar el promedio de los valores de la EDR si se desea obtener un resultado más fluido; por lo general, se utiliza un promedio de 6 segundos, pero los usuarios pueden configurar ese promediado para satisfacer sus necesidades. Asimismo, se emplea un filtro de control de la calidad.

### 3.9 OTROS SISTEMAS Y FUENTES DE OBSERVACIONES DESDE AERONAVES

#### 3.9.1 Vigilancia Dependiente Automática de la Organización de Aviación Civil Internacional

El desarrollo de los sistemas mundiales de navegación aérea está estrechamente relacionado con los avances en los sistemas de comunicación. Por tanto, el Sistema de navegación aérea del futuro (FANS) está asociado al desarrollo de un sistema de Vigilancia Dependiente Automática (ADS) que depende, a su vez, de las comunicaciones globales de aeronaves por satélite. El sistema mundial de comunicación de aeronaves se está trasladando a una red abierta dentro del proyecto de Red de telecomunicaciones aeronáuticas (Wells y otros, 1990). Esto permitirá agrupar los sistemas de muy alta frecuencia (VHF) y de comunicaciones comerciales por satélite (SATCOM) en una red abierta común.

La determinación satisfactoria de las rutas de las aeronaves comerciales bajo criterios meteorológicos, especialmente para proporcionar seguridad en los vuelos, minimizar el consumo de combustible y la fatiga de la estructura del avión y garantizar la comodidad de los pasajeros, requiere mayor exactitud en las predicciones aeronáuticas. Por tanto, los informes automáticos sobre la posición de las aeronaves para el ADS tienen en cuenta la inclusión de informes meteorológicos automáticos. Los datos que han de figurar en esos informes son esencialmente los mismos que los de los actuales sistemas AMDAR, lo cual permite la incorporación de la turbulencia y la humedad.

Los datos obtenidos del sistema de ADS-contrato (ADS-C) de la OACI se transmiten al Sistema Mundial de Telecomunicación de la OMM. Estos datos se ponen a disposición mediante el acuerdo establecido con la OACI, en virtud de lo enunciado en el capítulo 5 y el apéndice 4 del Anexo 3 al Convenio sobre Aviación Civil Internacional, *Servicio meteorológico para la navegación aérea internacional*. Los reglamentos de la OACI establecen que los centros de gestión del tránsito aéreo deben transmitir los mensajes ADS-C a los centros mundiales de pronósticos de área (WAFC), que posteriormente se encargan de transmitir los datos al Sistema Mundial de Telecomunicación (véase el párrafo 4.11.4 de los *Procedimientos para los servicios de navegación aérea – Gestión del tránsito aéreo*, Doc. 4444 de la OACI).

#### 3.9.2 Sistemas nuevos y en desarrollo

##### 3.9.2.1 Vigilancia mejorada en Modo S

Las observaciones de viento y temperatura pueden deducirse también de los datos de vigilancia recopilados para el control de tránsito aéreo (ATC) usando un radar de vigilancia mejorada en Modo S (electivo). Dicho radar pide a todas las aeronaves información específica a un ritmo de frecuencia de 4 a 20 segundos, dependiendo de los fines de ATC del radar. En el espacio aéreo designado, todas las aeronaves tienen la obligación de responder a las interrogaciones

del radar de vigilancia mejorada en Modo S. Los registros obligatorios (BDS4,0, BDS5,0 y BDS6,0) contienen información sobre la identidad de la aeronave, el nivel de vuelo, el ángulo de balanceo, el rumbo magnético, la velocidad del aire, el número de Mach y la trayectoria en tierra. La posición de la aeronave puede obtenerse o bien del radar de ATC o bien de los datos de la vigilancia dependiente automática por radiodifusión (ADS-B), que transmiten continuamente las aeronaves.

La obtención de la información sobre el viento a partir de la vigilancia mejorada en Modo S es similar a la del sistema AMDAR, salvo que el verdadero rumbo debe determinarse a partir del rumbo magnético. Además de emplear una tabla de varianza magnética, es necesario introducir otras correcciones dependientes de la aeronave. Las correcciones de rumbo pueden variar con el tiempo debido al mantenimiento de la aeronave. Actualmente, dichas correcciones se determinan para todas las aeronaves basándose en la comparación con los datos sobre predicción numérica del tiempo (PNT). Después de la corrección de rumbo, se introduce también una corrección de la velocidad del aire basándose en la comparación a largo plazo con los datos sobre PNT (véase De Haan, 2013). Después de hacer las correcciones y el control de la calidad, la información sobre el viento obtenida es de calidad similar a la del sistema AMDAR (De Haan, 2011 y 2013). La obtención de la temperatura a partir de las observaciones de vigilancia mejorada en Modo S se realiza combinando el número de Mach y la velocidad del aire. La calidad de la temperatura obtenida se ve afectada por la resolución comunicada de dicho número y dicha velocidad y es, evidentemente, inferior a la de la temperatura del sistema AMDAR (De Haan, 2011 y 2013).

#### 3.9.2.2 ***Informe meteorológico aeronáutico de rutina en Modo S***

Un radar de vigilancia mejorada en Modo S también puede pedir registros no obligatorios que tal vez contengan información meteorológica. A modo de ejemplo se puede citar el registro BDS4,4 de vigilancia mejorada en Modo S, denominado informe meteorológico aeronáutico de rutina (MRAR). Dicho registro contiene información directa sobre el viento y la temperatura que es muy próxima a la información sobre el viento y la temperatura del sistema AMDAR (Stranjar, 2012). Dado que el registro BDS4,4 no es obligatorio, solo una fracción (en torno al 5%) de las aeronaves responden a la solicitud facilitando información meteorológica valiosa.

---



## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Abbott, I. H. y A. E. von Doenhoff, 1959: *Theory of Wing Sections*. Dover Publications, Inc., Mineola, Nueva York, 693 págs.
- AirDat, 2003: *TAMDAR – Tropospheric Airborne Meteorological Data Reporting Sensor and System Overview; AirDat Infrastructure and Global Capabilities*. Documento informativo, AirDat LLC, Evergreen, Colorado.
- Anderson, A. K., 2006: *AirDat system for ensuring TAMDAR data quality*. Décimo Simposio sobre sistemas integrados de observación y asimilación para la atmósfera, los océanos y la superficie terrestre (IOAS-AOLS). Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Atlanta, Georgia.
- ARINC, 2012: *620-7 Data Link Ground System Standard and Interface Specification*. Aeronautical Radio, Inc., Annapolis, Maryland.
- Benjamin, S. G., B. D. Jamison, W. R. Moninger, S. R. Sahn, B. E. Schwartz y T. W. Schlatter, 2010: “Relative short-range forecast impact from aircraft, profiler, radiosonde, VAD, GPS-PW, METAR, and Mesonet observations via the RUC hourly assimilation cycle”, en *Monthly Weather Review*, vol. 138, págs. 1319 a 1343.
- Braid, J., P. Van Wie y J. Rex, 2011: “Using the TAMDAR sensor for in-flight ice detection and improved safety of flight”, en *SAE Technical Paper 2011-38-0051*. Conferencia Internacional sobre la Formación de Hielo en Aeronaves y Motores y el Deshielo en Suelo, Sociedad de Ingenieros Técnicos en Automoción.
- Cornman, L. B., G. Meymaris y M. Limber, 2004: *An update on the FAA Aviation Weather Research Program’s in situ turbulence measurement and reporting system*. Undécima Conferencia sobre meteorología aeronáutica, militar y aeroespacial, Hyannis, Massachusetts.
- Cornman, L. B., C. S. Morse y G. Cuning, 1995: “Real-time estimation of atmospheric turbulence severity from in situ aircraft measurements”, en *Journal of Aircraft*, vol. 32, núm. 1, págs. 171 a 177.
- Dommasch, D. O., S. S. Sherby y T. F. Connolly, 1958: *Airplane Aerodynamics*. Nueva York, Pitman, 560 págs.
- Fleming, R. J., 2000: “Water vapor measurements from commercial aircraft: Progress and plans”, en *Preprints*. Cuarto Simposio sobre sistemas de observación integrados, Long Beach, California, Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, págs. 30 a 33.
- , 2003: “The WVSS-II and the UCAR air sampler: Purpose, design, status” (comunicación personal). Corporación Universitaria para la Investigación Atmosférica, Boulder, Colorado.
- Gao, F., X. Y. Zhang, N. A. Jacobs, X. -Y. Huang, X. Zhang y P. P. Childs, 2012: “Estimation of TAMDAR observational error and assimilation experiments”, en *Weather Forecasting*, vol. 27, págs. 856 a 877.
- Haan, S. de, 2011: “High-resolution wind and temperature observations from aircraft tracked by Mode-S air traffic control radar”, en *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, núm. D10111.
- , 2013: *An Improved Correction Method for High Quality Wind and Temperature Observations Derived from Mode-S EHS*. Informe técnico del KNMI N° TR338, De Bilt.
- Lawson, R. P. y W. A. Cooper, 1990: “Performance of some airborne thermometers in clouds”, en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 7, págs. 480 a 494.
- May, R. D., 1998: “Open-path, near-infrared tuneable diode laser spectrometer for atmospheric measurements of H<sub>2</sub>O”, en *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, págs. 19161 a 19172.
- May, R. D. y C. R. Webster, 1993: “Data processing and calibration for tuneable diode laser harmonic absorption spectrometers”, en *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, vol. 49, núm. 4, págs. 335 a 347.
- Moninger, W. R., S. G. Benjamin, B. D. Jamison, T. W. Schlatter, T. L. Smith y E. J. Szoke, 2010: “Evaluation of regional aircraft observations using TAMDAR”, en *Weather and Forecasting*, vol. 25, págs. 627 a 645.
- Mulally, D. J. y J. T. Braid, 2009: *The TAMDAR Sensor’s Relative Humidity Performance on ERJ-145 Commercial Aircraft*. Decimotercer Simposio sobre sistemas de observación y asimilación integrados para la atmósfera, los océanos y la superficie terrestre (IOAS-AOLS), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Phoenix, Arizona.
- Nash, J., 1994: “Upper wind observing systems used for meteorological operations”, en *Annales Geophysicae*, vol. 12, págs. 691 a 710.
- Organización de Aviación Civil Internacional, 2007: *Procedimientos para los servicios de navegación aérea – Gestión del tránsito aéreo*. Decimoquinta edición, Doc. 4444, Montreal.
- , 2013: *Servicio meteorológico para la navegación aérea internacional*. Anexo 3 al Convenio sobre Aviación Civil Internacional, 18ª edición, enmienda 76, Montreal.



- Organización Internacional de Normalización, 2007: *Standard Atmosphere*, ISO 2533:1975 (con dos adiciones en 1985 y 1997, revisadas y confirmadas en 2007). Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 2003: *Aircraft Meteorological Data Relay (AMDAR) Reference Manual* (WMO-No. 958). Ginebra.
- , 2010a: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544), volumen I. Ginebra.
- , 2010b: *Guía del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 488). Ginebra.
- , 2011: *Manual de claves* (OMM-N° 306), volumen I.1. Ginebra.
- , 2013: *AMDAR Onboard Software Functional Requirements Specification*. Informe N° 114 sobre instrumentos y métodos de observación. Ginebra.
- Petersen, R. A., L. Counce, W. Feltz, E. Olson y D. Helms, 2011: *Validation Studies of WVSS-II Moisture Observations*. Decimoquinto Simposio sobre sistemas de observación y asimilación integrados para la atmósfera, los océanos y la superficie terrestre (IOAS-AOLS), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Seattle, Washington.
- Rodi, A. R. y P. A. Spysers-Duran, 1972: "Analysis of time response of airborne temperature sensors", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 11, págs. 554 a 556.
- Servicio Meteorológico de Canadá, 2003: *The Effect of Pitch and Roll Attitude on the Calculation of Wind* (G. Bruce). Aeromechanical Services Ltd., 1118-1c, Rev. 1.0.
- Sherman, D. J., 1985: *The Australian Implementation of AMDAR/ACARS and the Use of Derived Equivalent Gust Velocity as a Turbulence Indicator*. Informe sobre estructuras N° 418, Departamento de Defensa, Organización de Ciencia y Tecnología para la Defensa, Laboratorios de Investigaciones Aeronáuticas, Melbourne, Victoria.
- Smith, W. L., P. Minnis, C. Fleeger, D. Spangenberg, R. Palikonda y L. Nguyen, 2012: "Determining the flight icing threat to aircraft with single-layer cloud parameters derived from operational satellite data", en *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 51, págs. 1794 a 1810.
- Stickland, J. J., 1998: *An Assessment of Two Algorithms for Automatic Measurement and Reporting of Turbulence from Commercial Public Transport Aircraft*. Informe del Grupo de estudio de la OACI sobre información meteorológica por enlace de datos. División de Observaciones e Ingeniería, Oficina de Meteorología, Melbourne.
- Stickney, T. M., M. W. Shedlov, D. I. Thompson, 1990: *Rosemount Total Temperature Sensors*. Informe técnico 5755, Revision B, Rosemount Inc.
- Stranjar, B., 2012: "Validation of Mode-S Meteorological Routine Air Report aircraft observations", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 117, núm. D23.
- Wells, V. E. y otros, 1990: "Migration of ACARS to the Aeronautical Telecommunication Network", en *Proceedings of the Aeronautical Telecommunications Symposium on Data Link Integration*, Annapolis, Maryland.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 4. OBSERVACIONES MARINAS .....	653
4.1 Generalidades .....	653
4.2 Observaciones realizadas desde buques .....	654
4.2.1 Funcionamiento del Sistema de buques de observación voluntaria de la OMM. ....	654
4.2.2 Observaciones desde buques de observación voluntaria .....	655
4.2.2.1 Elementos observados .....	655
4.2.2.2 Equipo necesario .....	656
4.2.2.3 Automatización de las observaciones de los buques .....	656
4.2.2.4 Horas de observación .....	657
4.2.2.5 Transmisión de observaciones de los buques .....	657
4.2.2.6 Viento .....	658
4.2.2.7 Presión atmosférica, tendencia de la presión y característica de la tendencia barométrica .....	663
4.2.2.8 Temperatura y humedad del aire .....	665
4.2.2.9 Temperatura de la superficie del mar .....	666
4.2.2.10 Nubes y tiempo .....	668
4.2.2.11 Visibilidad. ....	670
4.2.2.12 Precipitación .....	670
4.2.2.13 Olas oceánicas .....	672
4.2.2.14 Hielo .....	676
4.2.2.15 Observaciones de fenómenos especiales .....	681
4.3 Boyas fondeadas .....	681
4.3.1 Presión atmosférica .....	683
4.3.2 Mediciones del viento. ....	684
4.3.3 Temperatura. ....	685
4.3.3.1 Temperatura del aire. ....	685
4.3.3.2 Temperatura del agua. ....	685
4.3.4 Estimaciones del oleaje oceánico .....	686
4.3.5 Estimaciones del oleaje oceánico no direccional. ....	686
4.3.6 Estimaciones del oleaje oceánico direccional .....	687
4.3.7 Altura de la columna de agua para la detección de tsunamis .....	687
4.3.8 Humedad relativa .....	687
4.3.9 Sensores oceánicos .....	687
4.3.10 Corrientes oceánicas superficiales. ....	688
4.3.11 Perfiles de corrientes oceánicas. ....	688
4.3.12 Salinidad. ....	688
4.3.13 Precipitación .....	688
4.3.14 Mediciones de la radiación solar .....	688
4.3.15 Visibilidad. ....	689
4.4 Buques faro automáticos .....	689
4.5 Torres y plataformas .....	689
4.6 Boyas a la deriva .....	690
ANEXO 4.A. CENTROS REGIONALES DE INSTRUMENTOS MARINOS DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL Y DE LA COMISIÓN OCEANOGRÁFICA INTERGUBERNAMENTAL .....	692
ANEXO 4.B. DESCRIPCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN PARA USO DE LOS OBSERVADORES DEL TIEMPO PRESENTE A BORDO DE BUQUES .....	695
ANEXO 4.C. PROCEDIMIENTOS RECOMENDADOS PARA LA NOTIFICACIÓN DEL MAR DE FONDO POR BUQUES QUE TRANSMITEN INFORMACIÓN MANUALMENTE .....	698
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	699

## CAPÍTULO 4. OBSERVACIONES MARINAS

### 4.1 GENERALIDADES

Las observaciones marinas, en el sentido más amplio, abarcan todas las observaciones meteorológicas y de otro tipo relacionadas con el medio ambiente efectuadas en la interfaz aire-mar, bajo la superficie marina y en el aire situado sobre la superficie del mar. Las observaciones pueden hacerse utilizando plataformas fijas o móviles, *in situ* o por teledetección, y empleando técnicas en la superficie terrestre o en el espacio. Las mediciones sobre el terreno son en general observaciones realizadas en un solo punto, tratando de que sean representativas de la zona marina circundante como ocurre, por ejemplo, con la meteorología sinóptica. Las técnicas de teledetección se emplean para representar grandes zonas o volúmenes, siendo muy convenientes, en particular, para las observaciones del hielo marino.

En el presente capítulo se abordan las observaciones que se realizan en la interfaz aire-mar *in situ*, en particular los parámetros en superficie habituales que también se miden en tierra y a los que se refiere en ese contexto la parte I de esta Guía. También se analizan en este capítulo otras observaciones de importancia para la física marina y la oceanografía física, a saber: la temperatura de la superficie del mar, las olas oceánicas, el hielo marino, los icebergs y la acumulación de hielo y la salinidad. Las mediciones del aire en altitud se realizan utilizando técnicas que son fundamentalmente las mismas tanto en mar como en tierra.

Las normas oficiales detalladas para las observaciones que se realizan desde estaciones marinas figuran en el *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM, 2010 y 2011a). En la *Guía de los Servicios Meteorológicos Marinos* (OMM, 2001) figuran directrices sobre requisitos y procedimientos. Las mediciones u observaciones marinas *in situ* se llevan a cabo empleando diversos tipos de plataformas, entre otras buques reclutados por los Miembros de la OMM para participar en el Sistema de buques de observación voluntaria (VOS), buques faro (tripulados o automáticos), boyas fondeadas, boyas a la deriva, torres, plataformas y torres de perforación petrolera y de gas, estaciones meteorológicas automáticas (EMA) insulares y sistemas de EMA a bordo de buques. El tipo de plataforma determina, generalmente, la gama de parámetros medidos y comunicados. Así, los VOS, que recurren tanto a las observaciones manuales como a las basadas en mediciones, comunican todas las observaciones necesarias para la meteorología sinóptica. En cambio, la mayoría de las boyas a la deriva suministran únicamente información sobre tres parámetros como máximo, a saber: la posición, la presión atmosférica en la superficie del mar y la temperatura de la superficie del mar (SST). Las observaciones realizadas desde VOS son, por lo general, recopiladas y transmitidas a tierra, desde el buque hasta la costa, en un formato de transmisión acordado a escala nacional, y seguidamente se distribuyen a nivel internacional en la clave apropiada de la OMM (por ejemplo, FM 94 BUFR, a partir de 2012, aproximadamente). Las claves de la OMM se recogen en el *Manual de claves* (OMM, 2011b y 2011c); en la parte B del volumen I.2 se proporciona información general y en la parte C del volumen I.2<sup>1</sup> figuran modelos para tipos específicos de observación marina, como el modelo B/C10 de los informes "SHIP". Se puede obtener más información en las actas de una reunión de 2009 sobre el sistema de observación de los océanos (Hall y otros, 2010), en particular información sobre los VOS (Kent y otros, 2010), buques de investigación (Smith y otros, 2010), mediciones oceanográficas realizadas desde buques (Goni y otros, 2010), flotadores perfiladores (Freeland y otros, 2010), boyas (Meldrum y otros, 2010; McPhaden y otros, 2010; Send y otros, 2010; Dohan y otros, 2010; Keeley y otros, 2010), y olas y nivel del mar (Swail y otros, 2010a; Swail y otros, 2010b; Merrifield y otros, 2010).

---

<sup>1</sup> En el volumen I.1 del *Manual de claves* también se presenta actualmente una descripción de las claves alfanuméricas tradicionales (CAT) que durante muchos años se han utilizado para distribuir datos a través del Sistema Mundial de Telecomunicación (SMT), principalmente en el contexto de los VOS en relación con la clave FM 13 SHIP. No obstante, la OMM está en proceso de abandonar por completo el uso de las CAT para la transmisión a través del SMT. Por lo tanto, es posible que en el futuro el *Manual de claves* se reestructure y el primer volumen se omita.

Por recomendación de la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina (CMOMM), se ha creado una red de Centros Regionales de Instrumentos Marinos (CRIM) de la OMM y de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI), con el fin de contribuir a que los datos y metadatos de observación y los productos de observación procesados respeten las normas de mayor nivel aplicables a los instrumentos y métodos de observación, para lo cual se proporcionan: i) instalaciones para la calibración y el mantenimiento de instrumentos marinos y para el control del rendimiento de los instrumentos, y ii) asistencia para la intercomparación de instrumentos, así como centros de formación adecuados que complementen el apoyo que también proporcionan los fabricantes. En el anexo 4.A. figuran el mandato y la ubicación de los CRIM.

## 4.2 **OBSERVACIONES REALIZADAS DESDE BUQUES**

Esta sección contiene directrices y orientación detalladas para hacer mediciones y observaciones desde buques. En OMM (1991a) figura más información al respecto. En OMM (2001), capítulo 6, se proporcionan los detalles de las observaciones en superficie a realizar dentro del marco del Sistema VOS de la OMM. En OMM (2001) también se proporciona información sobre los diferentes tipos de buques de observación voluntaria. En OMM (1991b y 1999), Kent y otros (1993), OMM/COI (2003a y 2003b), Kent y Berry (2005), Ingleby (2010) y Kennedy y otros (2012) se recogen estudios sobre la calidad de las observaciones efectuadas desde buques, mientras que en Bradley y Fairall (2006) se presenta una discusión de la comunidad científica sobre buenas prácticas de observación así como información sobre los sensores utilizados en el medio marino por Weller y otros (2008).

### 4.2.1 **Funcionamiento del Sistema de buques de observación voluntaria de la OMM**

Los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales (SMHN) se ocupan del funcionamiento del Sistema de buques de observación voluntaria (VOS) de acuerdo con las directrices del Equipo de observaciones realizadas desde buques (SOT) de la CMOMM y, en particular, del Grupo de expertos sobre buques de observación voluntaria (VOSP). En OMM (2001) se proporciona la información completa sobre el Sistema de buques de observación voluntaria. Los administradores del Programa VOS trabajan con los agentes meteorológicos de puerto que normalmente actúan de enlace entre el operador del VOS y el propio buque. Un primer paso esencial para reclutar VOS es obtener el permiso de los armadores y del comandante del buque. Una vez hecho esto y seleccionado el buque, los agentes meteorológicos de puerto deberían hacer lo siguiente:

- a) instalar instrumentos calibrados de modo que su exposición sea la mejor posible;
- b) suministrar formularios en papel para el diario de navegación o instalar un diario de navegación electrónico;
- c) capacitar a los observadores en el cuidado y funcionamiento de los instrumentos;
- d) capacitar a los observadores en todos los aspectos de las prácticas de observación;
- e) demostrar cómo se utiliza el diario de navegación electrónico y cómo han de recopilarse las observaciones;
- f) registrar los metadatos necesarios del buque para su inclusión en OMM (1955-);
- g) demostrar los métodos de transmisión de la información;
- h) explicar los productos de predicción marina de los SMHN.

Una vez reclutado un buque, en teoría el agente meteorológico de puerto debería procurar visitarlo por lo menos una vez cada tres meses (dependiendo del tráfico de buques y de la disponibilidad de personal; si ello no es factible, tal vez se podrían realizar visitas menos frecuentes), para verificar la exactitud de los instrumentos y reponer las existencias de formularios, documentos, etc. Las estaciones meteorológicas automáticas y los sensores digitales pueden no necesitar más que una comprobación al año. El agente debería aprovechar la ocasión para fomentar el interés por la meteorología y explicar el interés mutuo que para los marinos y meteorólogos reviste la exactitud de las observaciones meteorológicas.

En algunos casos, una compañía (normalmente de petróleo o gas) que opera un buque o plataforma efectúa observaciones o mediciones para sus propios fines y las distribuye a través del Sistema Mundial de Telecomunicación con escasa participación del agente meteorológico de puerto. Es posible que la instalación y el mantenimiento del instrumental de meteorología oceánica, y la capacitación asociada a él, sean obra de una empresa contratada. En caso de que el buque o estación no haya sido reclutado por un agente meteorológico de puerto, se debería hacer lo posible por que los metadatos correspondientes se distribuyan a través de los canales apropiados de la OMM.

#### 4.2.2 **Observaciones desde buques de observación voluntaria**

##### 4.2.2.1 ***Elementos observados***

Lo ideal sería que los buques reclutados para el Sistema de VOS<sup>2</sup> que efectúan observaciones meteorológicas deberían registrar los parámetros siguientes:

- a) la posición del buque (determinada a partir del sistema de navegación del buque);
- b) el rumbo y la velocidad del buque (determinada a partir del sistema de navegación del buque);
- c) la velocidad y dirección del viento (medida o estimada visualmente);
- d) la presión atmosférica (medida);
- e) la tendencia de la presión y sus características (medida o estimada a partir del trazado barométrico);
- f) la temperatura del aire (medida);
- g) la humedad (medida);
- h) la temperatura de la superficie del mar (medida);
- i) el tiempo presente y pasado, y los fenómenos meteorológicos (estimados visualmente);
- j) la cantidad y el tipo de nubes y la altura de su base (estimados visualmente);
- k) la precipitación (a menudo estimada visualmente);
- l) la visibilidad (estimada visualmente);
- m) las olas oceánicas del mar de viento y del mar de fondo, en particular la altura, el período y la dirección (a menudo estimados visualmente);

---

<sup>2</sup> <http://www.bom.gov.au/jcomm/vos/resources.html>

- n) el hielo marino (a menudo estimado visualmente) y/o la acumulación de hielo (a menudo estimada visualmente) a bordo del buque, si procede;
- o) fenómenos especiales (estimados visualmente).

Algunos buques dotados de equipo especial, por ejemplo, los buques de investigación o los buques faro, pueden realizar observaciones instrumentales referidas a la precipitación, la radiación, la visibilidad y los parámetros asociados a las nubes o las olas.

En general, sería ideal que las observaciones instrumentales que requieren el uso de una fuente de luz por la noche se efectuasen después de las que no requieren el uso de instrumentos, de modo que el observador no tenga problemas con la adaptación de su vista a la oscuridad.

#### 4.2.2.2 **Equipo necesario**

Los instrumentos adecuados para utilizar en buques son:

- a) barómetro aneroide de precisión, aneroide de cuadrante o barómetro electrónico digital (capítulo 3 de la parte I);
- b) barógrafo, preferiblemente de escala abierta (es conveniente, aunque no obligatorio) o un barómetro digital que incluya trazado de la tendencia barométrica (capítulo 3 de la parte I);
- c) termómetros de líquido (mercurio<sup>3</sup> o alcohol) en cápsula de vidrio o termómetro de resistencia eléctrica (capítulo 2 de la parte I);
- d) higrómetro o psicrómetro (capítulo 4 de la parte I);
- e) termómetro para medir la temperatura del mar y recipiente adecuado para obtener muestras del agua de mar, o un sensor sumergido continuamente o un sensor de contacto en el casco que dispongan de un indicador a distancia.

Se recomienda el empleo de anemómetros ubicados en un lugar adecuado, como alternativa a la apreciación visual de la fuerza del viento, siempre que dichos instrumentos se calibren y verifiquen regularmente. Raramente se suministran pluviómetros para su uso a bordo de un VOS.

Los instrumentos utilizados en los buques deberían ajustarse a las normas establecidas o recomendadas en otros capítulos de esta Guía, excepto por cuanto se refiere a las modificaciones descritas en las secciones siguientes de este capítulo. Los instrumentos suministrados a los buques deberían ser sometidos a pruebas y verificados regularmente por los SMHN correspondientes.

#### 4.2.2.3 **Automatización de las observaciones de los buques**

Cada vez se usan más las estaciones meteorológicas automáticas o los sistemas parcialmente automáticos en los buques de observación, tanto para las observaciones como para la transmisión de datos. Se utilizan tres procedimientos básicos:

- a) Las observaciones se realizan manualmente; por lo general, se introducen en el diario de navegación electrónico<sup>4</sup> de una computadora; se cifran, según proceda; y reciben el formato necesario para su transmisión automática o manual.

<sup>3</sup> Los consejos relativos a la utilización sin riesgos del mercurio figuran en el capítulo 3 de la parte I (sección 3.2.7). El Convenio de Minamata sobre el Mercurio del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente entró en vigor en octubre de 2013, y repercutirá significativamente en la utilización del mercurio para aplicaciones meteorológicas.

<sup>4</sup> <http://sot.jcommops.org/vos/resources.html>

- b) Las observaciones se realizan automáticamente, utilizando técnicas normalizadas aplicables a las EMA, como se describe en el capítulo 1 de la parte II. La posición, el rumbo y la velocidad de los buques se toman de su sistema de navegación o se calculan de forma independiente mediante un sistema de navegación por satélite, por lo general el Sistema de posicionamiento global (GPS). La transmisión de dichas observaciones puede ser totalmente automática o iniciada manualmente, según los servicios de comunicación disponibles.
- c) Las observaciones que constituyen el informe marino son una combinación de observaciones automatizadas y manuales, a saber, las observaciones automatizadas acompañadas de observaciones visuales introducidas por el observador antes de la transmisión (es decir, añadiendo visibilidad; claves meteorológicas; cantidad, tipo y altura de las nubes; altura, período y dirección de las olas; parámetros de hielos; y velocidad y dirección del viento cuando no se midieron usando un anemómetro).

#### 4.2.2.4 **Horas de observación**

Cuando se realiza manualmente, y salvo en el caso de la presión, la observación de parámetros debería efectuarse en los 10 minutos anteriores a la hora fija establecida para realizar la observación sinóptica. No obstante, la presión atmosférica debería medirse a la hora exacta, o lo más cerca posible de ese momento.

Las observaciones de superficie a bordo de buques por lo general se realizan de la siguiente manera:

- a) Las observaciones sinópticas de los buques de observación que transmiten información manualmente deberían efectuarse en las horas fijas principales: 0000, 0600, 1200 y 1800 UTC. Si se requieren observaciones adicionales, estas se deberían efectuar a una o más de las horas fijas intermedias: 0300, 0900, 1500 y 2100 UTC.
- b) Cuando se utilice un sistema automatizado, las observaciones se deberían efectuar cada hora (asimismo, los observadores de los buques pueden introducir información manualmente para generar, a las horas sinópticas, observaciones sinópticas completas que incluyan los parámetros visuales adicionales).
- c) Cuando, por motivos operacionales del buque, resulte imposible hacer las observaciones sinópticas a las horas fijas principales, la hora en que la observación se realice efectivamente deberá acercarse lo más posible a las horas fijas principales.
- d) Las observaciones deberían hacerse con mayor frecuencia que la requerida por las horas fijas principales cuando una tempestad se avecine o esté en curso.
- e) Cuando las condiciones meteorológicas se vuelvan repentinamente peligrosas, deberían hacerse observaciones para su transmisión inmediata sin tener en cuenta las horas fijas de observación (por ejemplo, cuando el buque se encuentre a menos de 300 millas náuticas de un sistema tropical con nombre).
- f) Las observaciones marinas son tan valiosas en las zonas costeras como en alta mar y deberían efectuarse de manera continua durante todo el viaje.

#### 4.2.2.5 **Transmisión de observaciones de los buques**

En la actualidad está muy difundido el uso de sistemas satelitales de comunicación para la difusión de datos de las observaciones de buques. Los detalles figuran en OMM (2001), sección 6.6. Los cuatro métodos más comúnmente utilizados son:

- a) El sistema internacional de recopilación de datos, que emplea satélites meteorológicos geosíncronos (GOES, METEOSAT, GMS). Ese sistema, financiado principalmente por los



SMHN, permite la transmisión de datos de manera totalmente automática a intervalos de una hora establecidos previamente. La transmisión de datos es unidireccional y la tasa de error puede ser importante. Se utiliza principalmente en conjunción con boyas fondeadas, aunque también en algunos sistemas de EMA a bordo de buques.

- b) Los sistemas de satélites comerciales mediante el sistema INMARSAT-C que llevan la mayoría de los buques oceánicos para cumplir con los requisitos del Convenio internacional para la seguridad de la vida humana en el mar (SOLAS) y del Sistema Mundial de Socorro y Seguridad Marítimos (SMSSM). Las observaciones meteorológicas normalmente se envían a una estación terrena terrestre (ETT) adecuada por medio de la clave especial de acceso 41, que permite a los SMHN sufragar los costos de la transmisión. En el sitio web de la OMM ([http://www.wmo.int/pages/prog/amp/mmop/inmarsat\\_les.html](http://www.wmo.int/pages/prog/amp/mmop/inmarsat_les.html)) figura una lista actualizada de las ETT que aceptan mensajes transmitidos con claves especiales de acceso. El INMARSAT-C proporciona cobertura casi mundial, salvo en las latitudes más elevadas. No obstante, se están creando otras claves especiales de acceso específicas, a fin de posibilitar el envío de mensajes del buque a la costa en un formato comprimido, con lo cual los Servicios Meteorológicos Nacionales podrán reducir los costos de transmisión de sus flotas de observación nacionales. El servicio de notificación de datos de INMARSAT-C se utiliza también para enviar datos meteorológicos comprimidos de algunos sistemas de EMA. La mayoría de los buques de observación no automatizados que transmiten información manualmente utilizan INMARSAT-C.
- c) Es cada vez más frecuente el uso de servicios de satélites comerciales, como Iridium, para los sistemas de EMA instalados a bordo de buques. El sistema de Iridium para la transmisión rápida de datos (*Short Burst Data*, o SBD), que utiliza mensajes en formato binario, permite reducir significativamente los costos de transmisión. Iridium posee la ventaja de prestar cobertura satelital a escala mundial y también puede hacer que los datos transmitidos lleguen de manera más oportuna a su destino.
- d) El servicio Argos. Este sistema está diseñado sobre todo para la localización y para la transmisión de datos, y está limitado por el número y las características orbitales de los satélites de órbita polar en los que están instalados los instrumentos Argos. El sistema Argos se utiliza tanto para la transmisión de las observaciones de buques al SMT (OMM/COI, 1995) como para su procesamiento en este último, pero puede haber varias horas de retraso, según la ubicación de la estación de observación y la estación receptora en tierra. Los costos también pueden ser apreciables cuando se los compara con los de otros sistemas satelitales. Se suele utilizar para boyas a la deriva pequeñas, aunque su sustitución por Iridium es cada vez más frecuente. También hay unos cuantos sistemas autónomos de EMA a bordo de buques que utilizan Argos para la transmisión de datos.

#### 4.2.2.6 **Viento**

Las observaciones de la velocidad y la dirección del viento se pueden hacer por medio de una apreciación visual o utilizando un anemómetro o un anemógrafo. Los vientos deberían medirse únicamente si se utiliza un instrumento cuyo mantenimiento se haya efectuado correctamente, que haya sido recientemente calibrado y que se encuentre ubicado en un lugar bien expuesto y ajeno a la influencia de la superestructura, la arboladura y las vergas. Las observaciones de la velocidad del viento pueden registrarse en nudos o en metros por segundo. Es preferible utilizar valores en nudos cuando los datos deban transmitirse desde el buque en un formato que no permita el registro de décimas.

##### 4.2.2.6.1 **Observaciones visuales**

Las apreciaciones visuales se basan en la apariencia de la superficie del mar. La velocidad del viento se evalúa refiriéndola a la escala Beaufort (véase el cuadro que figura más adelante). El número Beaufort estimado se convertirá en metros por segundo o en nudos utilizando las columnas del cuadro que contienen las equivalencias de velocidad del viento, de modo que la información transmitida sobre la velocidad del viento adopte la forma de un valor específico

expresado en metros por segundo o nudos que responda a la mejor estimación que sea capaz de realizar el observador atendiendo a los intervalos de equivalencia. Es posible que haya instrucciones nacionales que orienten sobre las prácticas preferidas. La dirección del viento se determina observando la orientación de las crestas de las olas de viento (es decir, las olas levantadas por el viento y no las olas debidas al mar de fondo), o la dirección de los penachos de espuma arrastrados en la dirección del viento. Las especificaciones de las cifras de la escala Beaufort se refieren a las condiciones en alta mar. En la práctica, la estimación visual de la dirección del viento da resultados de buena calidad.

La altura de la ola en sí no siempre es un criterio de fiar, pues esa altura depende no solo de la velocidad del viento, sino también del alcance y la duración del viento, de la profundidad de las aguas y de la presencia de mar de fondo. Por lo tanto, la escala Beaufort se basa en la relación que existe entre el estado del mar y la velocidad del viento. Sin embargo, en esa relación influyen otros factores que, en principio, deberían tenerse en cuenta al calcular la velocidad del viento. Esos factores son el desfase entre el momento en que aumenta la fuerza del viento y el momento en que el mar se levanta, la atenuación o amortiguación de los efectos del viento en la superficie del mar ocasionada por la lluvia intensa, y el efecto de las corrientes de superficie fuertes (como las corrientes de las mareas) en el aspecto del mar. Los criterios referidos al aspecto que tiene el mar son menos fiables en aguas poco profundas o muy próximas a la costa, debido a los efectos de las corrientes de las mareas y a la protección que ofrece la tierra. En esos casos, o cuando no se puede ver claramente la superficie del mar (por ejemplo, por la noche), se puede estimar la fuerza relativa del viento en la escala Beaufort atendiendo al sonido del viento o al efecto del viento sobre los objetos a bordo, como las banderas, y sobre el humo de la chimenea. En este último caso, la dirección relativa del viento también puede estimarse, por ejemplo, observando el humo de la chimenea. A partir de esas estimaciones, se puede calcular la velocidad y la dirección del viento verdadero (Servicio Meteorológico de Reino Unido, 1995). Si no se dispone de otros medios para estimar la dirección del viento, el movimiento de las nubes bajas puede ser una herramienta útil.

**Escala de Beaufort en uso operativo para los informes de la OMM sobre el viento  
estimado a una altura de 10 m sobre el nivel del mar**

Número Beaufort (fuerza)	Término descriptivo	Velocidad media del viento equivalente		Intervalo de velocidades del viento equivalentes		Condiciones durante la observación	Altura probable de las olas	Altura máxima probable de las olas
		nudos	$m\ s^{-1}$	nudos	$m\ s^{-1}$			
0	Calma	0	0	< 1	0-0,2	El mar está como un espejo		
1	Ventolina	2	0,8	1-3	0,3-1,5	Empieza a rizarse el mar, pero sin espuma	0,1	0,1
2	Flojito (brisa muy débil)	5	2,4	4-6	1,6-3,3	Olas pequeñas, pero más acusadas, crestas de apariencia vidriosa sin romper aún	0,2	0,3
3	Flojo (brisa débil)	9	4,3	7-10	3,4-5,4	Olas algo mayores; crestas rompientes; espuma de aspecto vidrioso, algunos borreguillos dispersos	1,6	1,0
4	Bonancible (brisa moderada)	13	6,7	11-16	5,5-7,9	Olas cada vez más largas; borreguillos francamente numerosos	1,0	1,5
5	Fresquito (brisa fresca)	19	9,3	17-21	8,0-10,7	Olas moderadas, claramente más alargadas; gran abundancia de borreguillos, eventualmente algunos rociones	2,0	2,5
6	Fresco (brisa fuerte)	24	12,3	22-27	10,8-13,8	Comienzan a formarse olas grandes; las crestas de espuma blanca se extienden por todas partes; aumentan los rociones	3,0	4,0
7	Frescachón (viento fuerte)	30	15,5	28-33	13,9-17,1	Mar gruesa; la espuma blanca de las crestas rompientes empieza a ser arrastrada en la dirección del viento	4,0	5,5
8	Temporal	37	18,9	34-40	17,2-20,7	Olas de altura media y más alargadas; del borde superior de las crestas comienzan a desprenderse rociones en forma de torbellinos; la espuma es arrastrada en nubes blancas orientadas en la dirección del viento	5,5	7,5
9	Temporal fuerte	44	22,6	41-47	20,8-24,4	Olas gruesas, la espuma es arrastrada en nubes espesas; la mar empieza a rugir; los rociones pueden dificultar la visibilidad	7,0	10,0

Número Beaufort (fuerza)	Término descriptivo	Velocidad media del viento equivalente		Intervalo de velocidades del viento equivalentes		Condiciones durante la observación	Altura probable de las olas	Altura máxima probable de las olas
		nudos	$m s^{-1}$	nudos	$m s^{-1}$		A bordo de buques (mar abierto)	m
10	Temporal duro	52	26,4	48-55	24,5-28,4	Olas muy gruesas; con grandes crestas empenachadas; la espuma se aglomera en grandes bancos, siendo arrastrada en la dirección del viento en forma de espesas estelas blancas; en su conjunto la superficie del mar parece blanca; el rugido de la mar se vuelve intenso y empiezan a oírse golpes sordos; visibilidad reducida	9,0	12,5
11	Temporal muy duro (borrasca)	60	30,5	56-63	28,5-32,6	Olas excepcionalmente grandes (los buques de pequeño y mediano tonelaje pueden perderse de vista); la mar está completamente cubierta de bancos de espuma blanca extendida en la dirección del viento; visibilidad reducida	11,5	16,0
12	Temporal huracanado (huracán)	64 y más	32,7 y más	64 y más	32,7 y más	El aire está lleno de espuma de rociones; la mar está completamente blanca debido a los bancos de espuma; visibilidad muy reducida	14 y más	–

Nótese que las alturas de las olas se indican a modo de guía para indicar a grandes rasgos las condiciones que pueden esperarse en mar abierto. Dichas alturas nunca deben utilizarse para registrar o notificar el estado del mar. En aguas circundadas por zonas terrestres o cerca de la costa, con vientos que soplen hacia la costa, la altura de las olas será menor y su inclinación mayor.

Fuente: Organización Meteorológica Internacional – Comité Meteorológico Internacional (1947)

#### 4.2.2.6.2 Mediciones con instrumentos

Los instrumentos para medir el viento instalados en buques deberían indicar la velocidad y la dirección del viento y tendrían que poder minimizar los efectos de balanceo del buque (los anemómetros de cazoletas diseñados para tal fin y las veletas dotadas de un dispositivo de amortiguación permiten reducir al mínimo los efectos del cabeceo y balanceo del buque). El medio marino es riguroso; por lo cual, los anemómetros de cazoletas o de hélice requieren mantenimiento y calibración frecuentes para producir datos fiables sobre el viento. Los anemómetros ultrasónicos no tienen partes móviles, requieren menos mantenimiento y, por consiguiente, son de uso cada vez más frecuente en los buques.

Es difícil lograr una buena exposición para los instrumentos que miden el viento a bordo de un buque (OMM/COI, 2003*b*; Yelland y otros, 2001; Moat y otros, 2005; Moat y otros, 2006). En lo posible, deberían reducirse al mínimo los efectos locales producidos por la superestructura, la arboladura y las vergas colocando el instrumento en el punto más elevado y cercano a la proa que resulte factible. Si se coloca en una verga, es preferible que los dispositivos para medir la velocidad y determinar la dirección del viento formen unidades separadas, ya que de esa forma es posible repartir de manera más uniforme el peso sobre la verga, y colocar los instrumentos en una posición más exterior. Tanto si el instrumento está sujeto a una verga como si lo está a un soporte fijo en el trinquete, cada unidad debería estar alejada del mástil a una distancia equivalente, como mínimo, a 10 veces el diámetro de este. Si ello no fuera posible, una buena técnica consiste en colocar dos instrumentos, uno de cada lado del trinquete, pero empleando siempre el que esté más expuesto a los elementos. La cima del trinquete, en su caso, suele considerarse el emplazamiento ideal para un anemómetro. Los sensores ultrasónicos de viento son eficientes y muy exactos cuando se instalan en lo alto del mástil principal.

En algunas ocasiones, se utilizan en el mar diferentes tipos de anemómetros portátiles (a menudo para ayudar en el atraque del buque). Su principal inconveniente es que difícilmente se les puede dar una exposición representativa y, en la práctica, las mediciones realizadas con esos instrumentos adolecen de gran variabilidad (Kent y otros, 1993). Solamente un observador que comprenda la naturaleza de la circulación del aire sobre el buque en diferentes circunstancias será capaz de elegir el mejor emplazamiento para efectuar esas observaciones y llegar así a resultados satisfactorios. Este método puede ser útil si las estimaciones visuales de la fuerza del viento resultan difíciles o imposibles de realizar como, por ejemplo, en las noches de poco viento.

Cuando las observaciones se hacen desde un buque en movimiento, se debe distinguir entre el viento relativo y el viento verdadero; para todos los fines meteorológicos se debe indicar el viento verdadero (aunque en el caso de los buques asociados al proyecto VOSCLim también se indica el viento aparente). En OMM/COI (2003*c*), se describe con detalle el procedimiento aplicado para calcular la verdadera velocidad y dirección del viento a partir de la velocidad y dirección relativas del viento y la velocidad, el rumbo y la derrota del buque. Cabe destacar que el rumbo y la derrota del buque pueden variar significativamente, en particular cuando el buque circula a baja velocidad o con fuerte abatimiento. Se puede emplear un sencillo diagrama de vectores o una tabla para calcular el viento verdadero a partir de las observaciones del viento relativo y de la velocidad y el rumbo del buque (Bowditch, 2002). Estos parámetros adicionales se obtienen preferiblemente de un compás magnético y de la información de la velocidad del buque. También pueden obtenerse del movimiento de la nave proveniente de un receptor GPS, pero en ese caso no se tiene en cuenta la deriva. En el pasado, esa conversión vectorial fue una fuente frecuente de errores al informar sobre los vientos. No obstante, el uso cada vez mayor de diarios de navegación electrónicos, cuyo soporte lógico calcula el viento verdadero, habrá reducido esta fuente de error. En el caso de las EMA, es probable que toda la información requerida se obtenga directamente del anemómetro y del sistema de navegación del buque.

La velocidad y dirección del viento notificadas corresponderán a la media de velocidad y dirección medidas durante los 10 minutos que precedan inmediatamente a la observación. No obstante, si durante ese período las características del viento presentaran discontinuidades, solo los datos posteriores a esa discontinuidad servirán para comunicar los valores medios, con lo cual el período en cuestión se reducirá en consecuencia.

El registro de los metadatos del buque para OMM (1955-) es especialmente importante para las observaciones del viento (Yelland y otros, 2001). Se deberían suministrar metadatos que indiquen los instrumentos utilizados, cómo están instalados a bordo del buque (en qué parte del buque y a qué altura), así como los detalles sobre el tipo de buque (Kent y otros, 2007). Los metadatos se usan en particular para interpretar de forma correcta los datos y para mejorar su coherencia (por ejemplo, para la corrección del sesgo), y para permitir la trazabilidad de los datos con respecto a las normas.

#### 4.2.2.7 ***Presión atmosférica, tendencia de la presión y característica de la tendencia barométrica***

##### 4.2.2.7.1 **Métodos de observación**

Se puede medir la presión mediante un barómetro aneroide de precisión, un aneroide de cuadrante o un barómetro electrónico digital. La lectura del barómetro se realizará con la mayor proximidad posible a la hora de observación. En una observación manual, se leerá el barómetro al final y se incluirá en la observación justo antes de completar el informe. Los sistemas automáticos deberían establecer los promedios en períodos de 1 minuto (capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E)). La mayoría de los buques debería notificar la presión a un decimal. No obstante, en los VOS auxiliares en que se utilicen barómetros de escala gruesa sin calibrar que no permitan leer la presión en décimas de hectopascal, debería registrarse la presión en hectopascales enteros, preferiblemente acompañada de una indicación o clave de algún tipo que señale con claridad la menor precisión de la medición (por ejemplo, en la antigua clave FM 13 SHIP (OMM, 2011b), la décima fue reemplazada por una barra oblicua para indicar que una observación tenía una precisión inferior).

Cuando las observaciones se efectúan manualmente, la característica y el valor de la tendencia barométrica en las tres horas precedentes se obtienen por lo general mediante un barógrafo marino, preferentemente un instrumento de gran escala, graduado en intervalos de un hectopascal. Sin embargo, cada vez se están utilizando más los barómetros digitales que muestran la tendencia barométrica en una pantalla de cristal líquido.

En el caso de las EMA, la característica y el valor de la tendencia barométrica en las tres horas precedentes se calculan a partir de los cuatro últimos registros horarios de los valores de la presión.

##### 4.2.2.7.2 **Instrumentos**

Todos los barómetros deberían cumplir los requisitos generales enunciados en el capítulo 3 de la parte I, y tendrían que suministrarse con un certificado que indique las correcciones (de haberlas) que han de aplicarse a las lecturas de ese instrumento. Los barómetros deberían permitir una precisión de lectura de 0,1 hPa. Los requisitos de incertidumbre para las mediciones operativas y el rendimiento de los instrumentos figuran en el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E). La incertidumbre de medición requerida será inferior a 0,1 hPa ( $< 0,2$  hPa tras la reducción al nivel del mar) y la incertidumbre alcanzable no debería, en ningún caso, ser peor que 0,3 hPa. Los barógrafos marinos deberían estar dotados de un dispositivo de amortiguamiento (como, por ejemplo, la cápsula aneroide contenida en un baño de aceite, o un amortiguador conectado al mecanismo de palanca) para evitar un trazado demasiado amplio producido por variaciones rápidas de la presión originadas por ráfagas de viento y fuertes movimientos del buque. Tanto el barómetro como el barógrafo deberían ventilarse hacia el exterior con una toma de presión estática de modo que las lecturas se puedan tomar con más exactitud sin que se vean afectadas si el puente de mando está cerrado ni influidas por las condiciones imperantes en el interior del buque y, si ello no fuera posible, se debería dar la instrucción de que las puertas de los alerones del puente se abran antes de efectuar una observación. Esto es especialmente importante en los buques nuevos que cuentan con cubiertas de alojamiento presurizadas o en los navíos que transportan cargas peligrosas donde la timonera puede estar herméticamente sellada.

En general, la mayoría de los SMHN, aunque no todos ellos, calibran sus barómetros aneroides de precisión y sus barómetros electrónicos a la presión del “nivel de la estación” y, por lo tanto, las observaciones deben ser corregidas a fin de obtener una lectura reducida al nivel del mar. Esta corrección de altura se calcula automáticamente con un programa informático de gestión del diario de navegación electrónico. Los barómetros aneroides de cuadrante normalmente están calibrados para indicar la presión reducida al nivel del mar.

#### 4.2.2.7.3 Exposición y utilización

##### *Barómetros y barógrafos digitales y aneroides*

Tanto los barómetros como los barógrafos deberían colocarse sobre un material que amortigüe los choques, en un lugar donde sea mínimo el riesgo de que el aparato se vea afectado por golpes y vibraciones, o por el movimiento del buque. Los mejores resultados se obtienen generalmente en una posición tan próxima al centro de flotación como sea posible. Los barógrafos deberían instalarse con el brazo de la plumilla orientado transversalmente al eje del buque (para reducir el riesgo de que el brazo se salga de la banda).

#### 4.2.2.7.4 Correcciones

Se deberían prever las siguientes correcciones:

- a) error instrumental (sesgo);
- b) reducción al nivel del mar cuando proceda;
- c) temperatura (si se dispone de las tablas aplicables y apropiadas).

Los barómetros deberían estar adecuadamente compensados en función de la temperatura; de no ser así, debería acompañar a los instrumentos una tabla de corrección por temperatura, y habría que contar con medios para medir la temperatura. También se debería disponer de una tabla para la reducción de la presión al nivel del mar cuando los barómetros estén calibrados para la altura de la estación, aunque esto no es necesario en el caso de los buques que utilizan diarios de navegación electrónicos capaces de aplicar la corrección de altura automáticamente (Bowditch, 2002, cuadros 29 a 34).

#### 4.2.2.7.5 Fuentes de error

Además de los errores a que se refiere el capítulo 3 de la parte I, en los buques se pueden producir errores apreciables por la influencia del viento en la presión del compartimento donde se halla situado el barómetro. Cuando sea posible, esos errores deberían reducirse colocando el instrumento en una cámara conectada a una toma de presión estática o conectando el dispositivo directamente a la toma de presión estática.

Los errores más frecuentes (errores humanos) de los barómetros no automatizados se deben a una falta de reducción al nivel del mar, a una incorrecta apreciación de la altura del barómetro o a una doble corrección involuntaria (por aplicarse la corrección en un barómetro que ya da la presión al nivel del mar).

#### 4.2.2.7.6 Comprobación por comparación con instrumentos patrón

Los barómetros y los barógrafos deberían revisarse, siempre que sea posible, cada tres meses aproximadamente, comparándolos con respecto al barómetro patrón de una oficina meteorológica portuaria o con respecto a un barómetro patrón de transferencia. Sin embargo, como los movimientos de los buques pueden ser muy dinámicos, esto no siempre será posible.



El agente meteorológico de puerto debería anotar en los libros de registro un informe de todas las comparaciones, y habría que adherir al barómetro una etiqueta de la calibración que muestre la fecha de comprobación del instrumento y la corrección que se debe aplicar.

Los barómetros digitales son mucho más estables y, para algunos modelos, el período entre calibraciones puede ser de hasta dos años.

#### 4.2.2.8 **Temperatura y humedad del aire**

Las observaciones de la temperatura (capítulo 2 de la parte I) y de la humedad (capítulo 4 de la parte I) se realizan conjuntamente, ya que a menudo se miden mediante métodos psicrométricos con termómetros de bulbo húmedo y bulbo seco acoplados. No obstante, debido al uso creciente de EMA, es cada vez más habitual que estos parámetros se midan de manera independiente, con un termómetro y un higrómetro. Sea cual fuere el método empleado, los instrumentos deberían estar bien ventilados y estar bien expuestos a una corriente de aire que proceda directamente del mar y no haya estado en contacto con el buque ni pasado sobre él; asimismo, deberían estar debidamente protegidos de la radiación, la precipitación y los rociones.

En las observaciones manuales, si se emplean garitas meteorológicas de persianas, debería disponerse de dos, fijando una en cada costado del buque, de manera que siempre se puedan hacer las observaciones a barlovento. De este modo, los termómetros del higrómetro pueden estar expuestos por completo a la corriente de aire, sin verse afectados por fuentes artificiales de calor y de vapor de agua. Como solución alternativa se puede emplear solo una garita de persianas portátil, colgada en el lado que esté a barlovento, para conseguir la misma exposición. La muselina del termómetro húmedo colocado en una garita de persianas debería cambiarse una vez a la semana por lo menos, y con más frecuencia con tiempo tormentoso.

Los psicrómetros de honda, o los de aspiración, situados en el puente a barlovento, han dado resultados satisfactorios. Si se emplean psicrómetros manuales, hay que leer los termómetros tan pronto como se detenga la ventilación. Los higrómetros portátiles necesitan varios minutos para aclimatarse al ambiente exterior si antes de usarlos han estado guardados en el interior.

Para el manejo general de los psicrómetros conviene seguir las recomendaciones formuladas en el capítulo 4 de la parte I. Se debería emplear agua destilada para el termómetro de bulbo húmedo. Si no se dispone de ella fácilmente, el agua del condensador será generalmente más adecuada que el agua potable ordinaria. Nunca debería utilizarse agua contaminada con agua de mar porque cualquier traza de sal influirá considerablemente en la temperatura de bulbo húmedo.

En el caso de las EMA, o cuando se dispone de una pantalla digital a distancia, ya no es necesaria la lectura manual de los instrumentos dentro de la garita y normalmente puede instalarse una sola garita lo suficientemente alejada de la estructura del buque para proporcionar buena exposición. No obstante, ello dificulta el rellenado del reservorio del termómetro de bulbo húmedo, por lo que en las EMA suelen utilizarse sensores electrónicos de la temperatura y humedad relativa. Estos instrumentos deben calibrarse al menos una vez al año. Como se indica en el capítulo 4 de la parte I, la exactitud de tales sensores de humedad relativa probablemente será menor que la de los sensores psicrométricos, aunque todavía no se ha realizado una evaluación sistemática de la exactitud de esos sensores en el medio marino. Las EMA deberían notificar la temperatura del aire y la humedad en forma de promedios de 1 minuto.

La humedad puede representarse por medio de diferentes variables, por ejemplo, la temperatura del punto de rocío, la temperatura de bulbo húmedo o la humedad relativa (capítulo 4 de la parte I), y debería registrarse como la variable que se haya medido. Toda conversión entre variables de humedad agrega incertidumbre y se verá afectada por cualquier error en otras variables empleadas y el truncamiento necesario para adecuar el dato a los formatos de transmisión. En cuanto a las mediciones psicrométricas, la temperatura de bulbo seco y de bulbo húmedo deberían registrarse con una precisión de 0,1 °C. El punto de rocío debería calcularse empleando tablas normalizadas a escala nacional o aplicando fórmulas normalizadas de la OMM (capítulo 4 de la parte I (anexos 4.A y 4.B)) y el coeficiente psicrométrico apropiado para

el instrumento utilizado. La temperatura del punto de rocío debería también registrarse con una precisión de 0,1 °C. La conversión de mediciones de la temperatura de bulbo húmedo o del punto de rocío en datos de humedad relativa expresados en porcentajes enteros constituye una fuente de incertidumbre considerable, por lo que debería evitarse.

En los VOS auxiliares que utilicen termómetros de escala gruesa sin calibrar que no permitan leer la temperatura en décimas de grado, debería registrarse la temperatura en grados enteros, preferiblemente acompañada de una indicación o clave de algún tipo que señale con claridad la menor precisión de la medición (por ejemplo, en la antigua clave FM 13 SHIP, la posición de las décimas fue reemplazada por una barra oblicua para indicar que una observación tenía una precisión inferior). En todas las demás observaciones realizadas en buques debería registrarse la temperatura a una décima.

#### 4.2.2.9 **Temperatura de la superficie del mar**

La medición rutinaria consiste en tomar la temperatura del agua de mar próxima a la superficie marina o justo debajo de ésta. Es menos frecuente medir la temperatura radiométrica de la película superficial del mar.

La temperatura de la superficie del mar (SST) debería medirse con mucho cuidado. Una razón, entre otras, es que se utiliza para obtener la diferencia con la temperatura del aire, lo que proporciona una medición de la estratificación de la temperatura y la humedad y de otras características de las capas inferiores de las masas de aire marítimas. Los termómetros para agua del mar deberían permitir una resolución de lectura de 0,1 °C.

No ha sido posible establecer un dispositivo normalizado para observar las temperaturas de la superficie del mar debido a la gran diversidad de tamaño y velocidad de los buques, así como a las consideraciones relativas a costos, facilidad de manejo y mantenimiento.

La SST puede ser observada como sigue:

- a) tomando una muestra de agua de la superficie del mar con un balde especialmente diseñado;
- b) leyendo la temperatura del agua a su entrada en el condensador;
- c) exponiendo un termómetro eléctrico a la temperatura del agua del mar, directamente o a través del casco del buque (por ejemplo, incorporando un sensor en contacto con el casco);
- d) haciendo uso de un radiómetro de infrarrojos, instalado en el buque, enfocado hacia la superficie del mar;
- e) utilizando un batitermógrafo no recuperable<sup>1</sup>.

Los métodos principales empleados durante muchos años han sido el a) y el b). Se han llevado a cabo estudios de las diferencias de temperaturas ofrecidas por los dos métodos (OMM, 1972) de los que se concluye que las temperaturas del agua a su entrada son en promedio 0,3 °C superiores a las registradas en las muestras tomadas con baldes. En estudios más recientes se sugiere que este sesgo térmico se ha reducido con el tiempo (Kent y Taylor, 2006) y se indica que los detalles relativos al instrumento que mide la temperatura en la toma de agua influyen considerablemente en la calidad de la observación. En los últimos años, al haber aumentado la velocidad y la altura de los buques, el método c), que ofrece los resultados más uniformes, se ha convertido en el más utilizado (OMM, 1991b; Kent y otros, 1993). El empleo de radiómetros en los VOS es poco frecuente, pero pueden encontrarse en algunos buques de investigación o en plataformas en alta mar. De todos esos métodos, la técnica de la toma de agua del condensador es la menos aconsejable por el gran cuidado que debe tenerse para obtener buenos resultados.

<sup>1</sup> Actualmente no está previsto en OMM (1955-).

#### 4.2.2.9.1 Baldes marinos

Se baja un balde por un costado del buque para obtener una muestra de agua de mar. El balde se sube a bordo y se mide la temperatura del agua con un termómetro. La muestra se debería tomar del lado de sotavento del buque, y muy por delante de todos los conductos de desagüe. Se debería leer el termómetro tan pronto como haya alcanzado la temperatura de la muestra de agua, asegurándose de que se lee lejos de la luz solar directa. Cuando no se emplea, el balde debería colgarse en un lugar a la sombra para que escurra.

El diseño del balde marino debería permitir que el agua de mar circule en su interior durante la recogida y que el intercambio de calor debido a la radiación y a la evaporación sea mínimo. El termómetro que se emplee debería ser de respuesta rápida y fácil lectura, y preferentemente estará fijado al balde de manera permanente. Si se debe sacar el termómetro para leerlo, debería tener poca capacidad calorífica y estar dotado de una cubeta en tomo al depósito del termómetro con volumen suficiente como para que la temperatura del agua sacada con él no varíe mucho durante la lectura. El balde utilizado debería ser de un modelo que la organización que recluta el buque para esas observaciones juzgue conveniente para esos fines.

Las mediciones realizadas con baldes marinos bien diseñados suelen presentar un elevado nivel de concordancia en un amplio abanico de condiciones. Sin embargo, esos baldes resultan menos cómodos de utilizar que los instrumentos unidos al casco, y su uso depende a veces de las condiciones meteorológicas o del tamaño y la velocidad del buque.

#### 4.2.2.9.2 Termómetros de la toma de agua y del depósito

El termómetro incorporado al tubo de toma de agua cuando se construye el buque no resulta, por lo general, adecuado para medir la SST con la exactitud requerida. Así pues, en teoría, la organización que recluta el buque debería, con la autorización de la compañía armadora correspondiente, instalar un termómetro apropiado para dicho fin. El termómetro debería instalarse preferiblemente en un tubo especial que proporcione una conductividad calorífica adecuada entre el depósito del termómetro y el agua del mar circundante, y debería situarse cerca de la toma de agua, si bien esta no será siempre una solución viable.

Cuando un termómetro de lectura directa se instala de manera que no puede leerse con facilidad, se debería advertir al observador sobre la posibilidad de error por paralaje en las lecturas. Un sistema de lectura a distancia, con el indicador en otro lugar (por ejemplo, en la sala de máquinas o en el puente), resuelve este problema. El observador debería tener presente también que en el caso de buques de gran calado, o cuando existe un fuerte gradiente de temperatura en la capa superficial del mar, las lecturas de la temperatura de la toma de agua, por lo general, difieren considerablemente de las que se hacen más próximas a la superficie del mar y variará en función de la carga o lastre del buque. Por último, como es natural, la temperatura de la toma de agua no debería registrarse cuando el buque está detenido, pues entonces el agua de refrigeración no circula. Cabe señalar que la instalación *a posteriori* de un sensor en la toma de agua del buque o de un sensor en contacto con el casco para medir la SST a menudo requiere mucho tiempo y resulta complicada, y suele obligar a los técnicos o agentes meteorológicos de puerto a trabajar en un ambiente difícil (en el interior del buque, en lugares con acceso complicado, etc.).

El compartimento abierto en la parte inferior del casco del buque donde van a parar los tubos de toma de agua es buen lugar para medir la temperatura. Es un excelente emplazamiento para instalar el sensor de un termómetro de lectura a distancia. Las limitaciones ya mencionadas también se aplican a dichas instalaciones.

Aunque la mayoría de termómetros de la toma de agua solo proporcionarán lecturas de temperatura instantáneas, algunos buques pueden equiparse con sondas de temperatura que puedan muestrear las mediciones con una determinada frecuencia y establecer un promedio. En ese caso, y para obtener mediciones que sean más representativas de la SST, puede usarse un algoritmo de filtrado modal para excluir las lecturas extremas de la media calculada.

#### 4.2.2.9.3 **Termómetros unidos al casco**

Los termómetros unidos al casco proporcionan un sistema muy práctico para medir la SST con exactitud. Son, necesariamente, dispositivos de lectura a distancia en los que el sensor puede estar instalado tanto en el exterior, en contacto directo con el mar, empleando una conexión "a través del casco", como sujeto al interior del casco (tipo "lapa"), a menos que el casco sea doble. Si bien las mediciones de ambos tipos de instrumentos ofrecen un elevado grado de concordancia, el primero da una respuesta algo más rápida.

Los sensores deben colocarse en posición más adelantada a la de cualquier orificio de desagüe o descarga, a una profundidad de 1 o 2 m por debajo de la línea de flotación. En el caso de buques cuyas variaciones de calado sean muy acusadas, puede ser necesario colocar más de un sensor. Pueden resultar bastante problemáticos la instalación y el cableado del sensor, por lo que es mejor realizar estas operaciones cuando el buque está en construcción. La instalación *a posteriori* del termómetro tipo "lapa" no requiere llevar el buque a dique seco.

#### 4.2.2.9.4 **Termómetros de arrastre**

Se han ideado diversos procedimientos para arrastrar en el mar el sensor de un termómetro de lectura a distancia, que mida la temperatura en el mismo lugar en que se tomaría la muestra con un balde marino. Las diferencias residen en el modo de recoger a bordo el cable de conexión y en la manera en que el sensor se expone al agua del mar. Las lecturas de esos instrumentos concuerdan bien con las de los baldes marinos que son exactos y pueden utilizarse inmediatamente. Sin embargo, dado que la experiencia en la materia es limitada, no se dispone de información sobre posibles obstrucciones debidas a algas, etc. Por ese motivo es necesario recuperarlos y lavarlos cada vez que se utilizan, como se hace con los baldes. Los termistores de arrastre son poco comunes en los VOS, pero son más frecuentes en usos relacionados con la investigación (Fairall y otros, 1997; Bradley y Fairall, 2006; Weller y otros, 2008).

#### 4.2.2.9.5 **Radiómetros**

Cualquier sustancia, en función de su temperatura, desprende energía calorífica en forma de radiación infrarroja. La cantidad de energía radiada y la longitud de onda de la radiación dependen de la temperatura de la sustancia y de su poder emisor. Así, para medir la temperatura de una sustancia pueden utilizarse radiómetros que responden a la radiación en el infrarrojo. Cuando se orienta hacia la superficie del mar, el radiómetro mide la temperatura solo de la capa más cercana a la superficie, de más o menos 1 mm de espesor, puesto que el poder emisor del agua es próximo a la unidad. Esa capa superior suele llamarse capa superficial del océano. En el océano puede haber fuertes gradientes de temperatura en los primeros centímetros de profundidad, registrándose la temperatura más baja en la parte superior, especialmente en situaciones de relativa calma.

Los radiómetros pueden ser portátiles (apuntando hacia adelante y hacia abajo), estar instalados en la proa o situados en un botalón saliente del buque. Las mediciones de los radiómetros representan la temperatura de la película superficial sometida a la evaporación y se emplean solamente en algunos buques (Barton y otros, 2004; Donlon y otros, 2008).

#### 4.2.2.10 **Nubes y tiempo**

##### 4.2.2.10.1 **Nubosidad y tipo de nube**

Para las observaciones visuales de las nubes se deberían seguir las mismas reglas aplicadas a una estación terrestre (véase el capítulo 15 de la parte I). El agente meteorológico de puerto debería suministrar instrucciones detalladas. Numerosas fuentes ofrecen guías prácticas e informan sobre cifrado, como OMM (1975 y 1987) o las publicaciones de los SMHN. La mayor parte de los programas informáticos para la gestión de diarios de navegación electrónicos incluyen una extensa colección de imágenes de nubes para ayudar a identificar los tipos de nubes. Además,

la plantilla para notificar observaciones SHIP (B/C10, en el *Manual de claves*, volumen I.2, parte C (OMM, 2011c)) proporciona información específica sobre cómo elaborar y codificar los informes de los VOS sobre las nubes.

La evaluación de la nubosidad total consiste en estimar la superficie total del cielo que está cubierta de nubes, y esta debería notificarse en octas. En las instrucciones nacionales deberían indicarse cómo convertir las octas en porcentajes (%), como exige la transmisión en FM 94 BUFR. La evaluación de la cantidad de nubes bajas se lleva a cabo de manera similar y se notifica en octas, tanto para su transmisión de buque a costa como para su transmisión en FM 94 BUFR. Si no hay nubes bajas, se notifica en cambio la cantidad de nubes medias. El tipo de nube baja, media y alta deberá determinarse conforme a lo establecido en el *Atlas Internacional de Nubes*, volumen I (OMM, 1975), o por comparación con las imágenes mostradas en el programa informático de gestión del diario de navegación electrónico.

#### 4.2.2.10.2 Altura de la base de la nube

En los VOS, la altura de la base de la nube suele determinarse por estimación. A fin de mejorar su capacidad para realizar tal estimación, habría que alentar a los observadores a que aprovechen cualquier oportunidad para comprobar sus estimaciones comparándolas con alturas conocidas como, por ejemplo, cuando se ve que una base nubosa entra en contacto con el relieve de una costa montañosa, aunque en tales circunstancias, la base de la nube puede estar más baja en la montaña que en el mar.

Hay buques especializados que disponen de instrumentos para medir la altura de la base de la nube. La observación de la altura de la base de la nube con un proyector resulta de poco valor en un buque a causa de lo corta que es la línea de referencia disponible. Se preferirán los instrumentos que no necesiten línea de referencia como, por ejemplo, los nefobasímetros láser (véase el capítulo 15 de la parte I). El instrumento debería estar instalado y situado de modo que lo pueda manipular y leer el oficial de guardia en el puente de navegación.

#### 4.2.2.10.3 Tiempo pasado y tiempo presente

El propósito principal de las observaciones sobre el tiempo pasado y el tiempo presente es constituir una descripción cualitativa de los fenómenos meteorológicos. La mayoría de los informes emitidos por los VOS respecto del tiempo pasado y el tiempo presente se elaboran mediante observaciones visuales y auditivas y están sujetos a las mismas reglas que se aplican en una estación terrestre (véase el capítulo 14 de la parte I). Hay 100 categorías de tiempo presente aplicables a las observaciones manuales de los VOS (las 100 primeras claves de la tabla de cifrado 0 20 003 de FM 94 BUFR). El tiempo pasado se notifica en 10 categorías (las 10 primeras claves en las tablas de cifrado 0 20 004 y 0 20 005 de FM 94 BUFR). Deberían comunicarse las dos categorías de tiempo pasado que ofrezcan una descripción lo más completa posible de las condiciones imperantes en el período objeto de observación. Por lo que respecta a las nubes, el agente meteorológico de puerto debería proporcionar instrucciones detalladas. En la plantilla B/C10 (OMM, 2011c) se proporciona información específica sobre cómo elaborar y codificar los informes meteorológicos de los VOS. Los observadores que utilizan programas informáticos de gestión del diario de navegación electrónico encontrarán probablemente más orientaciones en esos programas.

En el mar no es frecuente que se realicen mediciones (en lugar de observaciones manuales) del tiempo presente y el tiempo pasado. No obstante, pueden utilizarse instrumentos similares a los utilizados en tierra (véase el capítulo 14 de la parte I), y las categorías de que se dispone para el informe son diferentes a las disponibles para las observaciones manuales, debido a la naturaleza distinta de la observación (OMM, 2011c). En las plataformas fijas, se pueden realizar algunas mediciones instrumentales del tiempo presente y el tiempo pasado, en el marco de programas que en la actualidad no coordina activamente la OMM.

#### 4.2.2.11 **Visibilidad**

En el mar, la falta de objetos adecuados hace imposible estimar la visibilidad con tanta exactitud como en las estaciones terrestres. En un buque grande es posible referirse a los objetos a bordo (por ejemplo, el trinquete) para estimar la visibilidad cuando esta es muy baja, pero hay que reconocer que esas estimaciones pueden ser erróneas, puesto que el mismo buque puede influir en el aire que lo rodea. Para distancias mayores, el aspecto de la tierra al navegar cerca de la costa constituye una guía útil y, si se pueden localizar determinados puntos fijos, la distancia de ciertos puntos terrestres de referencia puede medirse en el mapa, precisamente cuando aparecen o desaparecen. Asimismo, en alta mar, cuando se ven otros buques y se conoce la distancia a la que se encuentran, por ejemplo gracias al radar, se puede calcular la visibilidad. A falta de otros objetos, el aspecto del horizonte observado desde niveles distintos puede servir de base para la estimación. Aunque una refracción anormal puede dar lugar a errores en este método de estimación, este es el único método disponible en ciertas circunstancias. De noche, el aspecto de las luces de navegación puede dar una indicación útil de la visibilidad.

Cuando la visibilidad no es uniforme en todas las direcciones, debería estimarse o medirse en la dirección de la mínima visibilidad, realizando una anotación adecuada en el diario de navegación (excluyendo la reducción de la visibilidad debida al humo del buque).

El capítulo 9 de la parte I contiene información sobre los instrumentos para medir la visibilidad. Solo deben utilizarse aquellos instrumentos que puedan emplearse con una línea de referencia o un haz de luz suficientemente cortos para permitir su uso en un buque, como es el caso de los dispersómetros frontales. Lamentablemente, los efectos del calor que produce el buque, y sus toberas, pueden conducir a mediciones poco representativas.

#### 4.2.2.12 **Precipitación**

Los VOS no suelen informar sobre la precipitación en informes codificados sobre los tipos de condiciones meteorológicas (véase la sección 4.2.2.10). No obstante, las mediciones de la precipitación pueden notificarse desde estaciones fijas o buques dotados con un medidor de precipitación. El tema de la medición de la precipitación en el mar se examina en OMM (1962 y 1981) y, en el contexto de las observaciones de buques de investigación, en los trabajos de Bradley y Fairall (2006) y de Weller y otros (2008), quienes también describen nuevos sistemas de medición, como los pluviómetros ópticos, que no suelen utilizarse para observaciones de rutina. Como ayuda para los observadores a bordo de un buque, en el anexo 4.B figuran descripciones de la precipitación en el mar que pueden utilizarse para suministrar informes sobre el tiempo presente.

La medición completa comprende la determinación tanto de la cantidad como de la duración de la precipitación. La cantidad de precipitación debería medirse con un pluviómetro adaptado para ser utilizado a bordo de un buque.

Es difícil obtener mediciones fiables de la precipitación a bordo de un buque debido al efecto aerodinámico de su superestructura, la influencia del balanceo y del cabeceo, la penetración de rociones en el instrumento de medida y los cambios de posición del buque. El equipo empleado en los buques para medir la precipitación debería construirse y estar expuesto de modo que se pudieran evitar o reducir al mínimo posible los tres primeros efectos mencionados. Para emplazar un pluviómetro a bordo de un buque, lo más efectivo parece ser situarlo lo más cerca de la proa y lo más alto posible. Sin embargo, para casos particulares se pueden encontrar otros emplazamientos que se consideren igualmente satisfactorios y que ofrezcan además un manejo más fácil del instrumento.

Las mediciones de la precipitación procedentes de estaciones fondeadas o fijas (buques faro, grandes boyas, torres, etc.) son particularmente valiosas, pues se elimina el efecto de la velocidad del buque, y los datos pueden así incluirse sin reducción en los análisis climatológicos. Sin embargo, sigue siendo imperativo tener en cuenta cualquier problema que pueda plantear el movimiento de la plataforma y la contaminación salina.



#### *Pluviómetro instalado sobre una suspensión cardán*

El instrumento más comúnmente empleado a bordo de buques para medir la precipitación es el pluviómetro instalado sobre una suspensión cardán, solución esta no muy eficaz, especialmente con muy mal tiempo, pues ese dispositivo no es capaz de mantener siempre horizontal el pluviómetro. Un dispositivo cardán eficaz es muy complicado y costoso y solo se emplea a bordo de buques especiales. Así pues, generalmente, cuando se utiliza un pluviómetro, la mejor solución parece ser una instalación fija con un dispositivo que permita la medición a distancia.

#### *Pluviómetro marino cónico*

El pluviómetro marino cónico se coloca normalmente en lo alto de un mástil. Un tubo de plástico lleva el agua a un recipiente colocado a distancia en la cubierta o en la timonera. Puede resultar un dispositivo útil para medir la precipitación, siempre que se tomen las debidas precauciones para la instalación del instrumento. La boca del pluviómetro debe quedar fija en un plano paralelo a la cubierta del buque.

#### *Pluviógrafo registrador*

Se han fabricado varios tipos de pluviógrafos registradores para utilizar en el mar. En uno de ellos, el colector está instalado al aire libre y el registrador en el interior. El agua de lluvia se lleva a través de un tubo desde el colector a un depósito próximo al registrador. Una plumilla, unida a un flotador en el depósito, registra los cambios de nivel del agua contenida en su interior sobre una banda enrollada en un tambor giratorio. El depósito se vacía de modo automático por medio de un sifón cuando la cantidad total recogida corresponde a 20 mm de lluvia.

En el pluviógrafo de contacto eléctrico, la conexión entre el pluviómetro y el registrador se logra mediante un conductor eléctrico. El agua de lluvia captada por el colector se almacena, temporalmente, en un depósito. Después de haber recogido una cantidad correspondiente a 0,5 mm de agua de lluvia, la superficie del agua del depósito se eleva y toca una aguja que cierra un circuito eléctrico. En ese momento, un motor cierra la válvula de admisión y abre simultáneamente una válvula de drenaje. Después de que el agua se haya evacuado, las válvulas vuelven a su posición original y se envía un impulso simple al registrador. Se producen errores cuando el movimiento del buque o de la boya hace que el nivel del agua fluctúe en lugar de subir de un modo uniforme. Se puede resolver este inconveniente utilizando una bomba peristáltica. Este dispositivo evacúa una cantidad fija de agua (no toda) cada vez que se establece un contacto, lo que reduce la sensibilidad a las fluctuaciones del nivel del agua. Además, con este dispositivo no se precisa ningún tipo de mantenimiento de válvulas.

La observación de la precipitación por medio de radar requiere el uso de haces de radar estrechos y de pluviómetros calibrados, además de un equipo especial para comprobar el estado del radar y aplicar las correcciones necesarias. Los radares instalados a bordo de buques para otros fines no poseen esas características, y su empleo para la medición cuantitativa de la precipitación no constituye una práctica habitual.

El tercer tipo de pluviógrafos registradores es uno específicamente diseñado para buques que utiliza un colector horizontal y un colector omnidireccional vertical para facilitar las mediciones de lluvia en caso de velocidades del viento altas (Hasse y otros, 1998). Midiendo la cantidad de agua recogida por la superficie del colector vertical, es posible efectuar una corrección del efecto del viento usando la velocidad del viento medida simultáneamente en el emplazamiento del instrumento. Las intensidades y cantidades de lluvia se miden y se calculan separadamente para los colectores superior y lateral, y se obtienen los valores de lluvia corregidos como una media ponderada en función de la velocidad del viento.



#### 4.2.2.13 **Olas oceánicas**

Los principales temas que se abordan en esta sección son las definiciones y el comportamiento de las olas, así como los métodos visuales para observarlas. Los métodos automáticos se mencionan brevemente en la sección 4.3 sobre boyas fondeadas, aunque también se utilizan con otros tipos de plataformas.

##### 4.2.2.13.1 **Definiciones y descripción de las olas**

*Alcance:* longitud del trayecto por encima de una gran superficie de agua de un viento que sopla en una dirección y con una velocidad aproximadamente uniformes.

*Ola de viento o mar de viento:* olas levantadas por el viento en la proximidad inmediata de un lugar de observación a la hora de observación.

*Mar de fondo:* cualquier sistema de olas que se propagan fuera de su zona de origen, o que se observa cuando el campo del viento que produjo las olas ya no existe.

*Longitud de onda de las olas:* distancia horizontal entre dos crestas o senos sucesivos. Es igual al período de las olas multiplicado por su velocidad.

*Altura de las olas:* distancia vertical entre el seno y la cresta de una ola.

*Período de las olas:* intervalo de tiempo transcurrido entre el paso de dos crestas de olas sucesivas por un punto fijo. Es igual a la longitud de onda de las olas dividida por su velocidad.

*Velocidad de las olas:* distancia recorrida por una ola en una unidad de tiempo. Es igual al cociente entre la longitud de onda de las olas y el período de las olas.

Las observaciones deberían incluir la medición o la estimación de las siguientes características del oleaje de la superficie del mar con respecto a cada sistema de olas que se pueda distinguir, es decir, mar de viento y mar de fondo (sistema principal y sistema secundario):

- a) dirección (de donde proceden las olas) en la escala 01-36, como para la dirección del viento;
- b) período en segundos;
- c) altura.

Para la observación de las características de las olas de cada sistema de olas deberían utilizarse, a título de orientación, los métodos que se describen a continuación.

Las olas oceánicas originadas por el viento se propagan en amplios sistemas definidos en función del campo del viento que las originó y de la posición relativa del punto de observación. Teniendo presente la diferencia entre el mar de viento y el mar de fondo, el observador debería distinguir entre los sistemas de olas reconocibles, considerando su dirección, su aspecto y su período.

La figura 4.1 representa el trazado típico de un gráfico obtenido mediante un registrador de la altura de las olas. Muestra la altura de la superficie del mar sobre un punto fijo en función del tiempo, es decir que representa el movimiento ascendente y descendente de un cuerpo flotante en la superficie del mar tal como lo vería un observador. Da una representación del aspecto normal de la superficie del mar cuando el viento la agita y forma una ola.

Las olas se desplazan invariablemente en grupos irregulares, con áreas de poco desarrollo, con dos o más longitudes de onda entre los grupos. Esa irregularidad es mayor en el mar de viento que en el mar de fondo. Además, y esto no se puede mostrar en un gráfico, se pueden ver grupos de dos o más olas bien formadas en un mar de viento, que se desplazan en direcciones que pueden diferir hasta 20° o 30° entre sí; como resultado de la interferencia del cruce de las olas, las crestas de las olas del mar de viento son más bien pequeñas. Las olas del mar de fondo

tienen un aspecto más regular. En general, esas olas se desplazan en sucesión más regular y en una dirección bien definida, con crestas largas y suaves. Se pueden observar olas típicas del mar de fondo no perturbadas en zonas donde ha habido poco o ningún viento durante un período de varias horas, de un día o más. En la mayoría de las zonas se entremezclan el mar de viento y el mar de fondo.

#### 4.2.2.13.2 Observaciones visuales desde buques mercantes

Al tratar de observar por separado las características de las olas de cada uno de los sistemas de olas identificables (mar de viento y mar de fondo), el observador debería tener en cuenta el hecho de que las olas más altas del mar de viento parecen olas de mar de fondo, por sus crestas comparativamente más largas y sus períodos más amplios. Podría pensarse que es posible dividir el conjunto de olas de alturas, períodos y direcciones diferentes (que en conjunto forman el sistema de un mar de viento) en dos sistemas de olas diferentes y considerar las olas más pequeñas como mar de viento y las más grandes como mar de fondo, pero ese procedimiento puede no ser correcto.

La distinción entre mar de viento y mar de fondo se debería llevar a cabo sobre la base de uno de los siguientes criterios:

*Dirección de las olas.* Si la dirección media de todas las olas de características más o menos similares (en particular, la altura y la longitud de onda) difiere en  $30^\circ$  o más de la dirección media de las olas de aspecto diferente (en particular, la altura y/o la longitud de onda), los dos conjuntos de olas deberían considerarse como pertenecientes a sistemas de olas distintos.

*Aspecto y período de las olas.* Cuando las olas típicas del mar de fondo, que se caracterizan por su aspecto regular y sus largas crestas, corresponden más o menos a la dirección de donde sopla el viento, es decir, que la desviación es inferior a  $20^\circ$ , deberían considerarse como pertenecientes a un sistema de olas diferente si su período es por lo menos 4 segundos mayor que el período de las olas más grandes del mar de viento.

Para medir el período y la altura medios de un sistema de olas se deberían considerar solamente las olas características, es decir, las olas más altas del centro de cada grupo de olas bien formadas (figura 4.1). Las olas planas y mal formadas (A) del área situada entre los grupos deben omitirse totalmente en el informe.

Lo que se necesita es el período medio y la altura media de unas 15 a 20 olas bien formadas de los centros de los grupos; naturalmente, esas olas no pueden ser consecutivas. Las perturbaciones menores en forma de ola (B), que se deben claramente a la acción del viento, y que aparecen en la parte superior de las olas más grandes, deberán omitirse también en el informe.

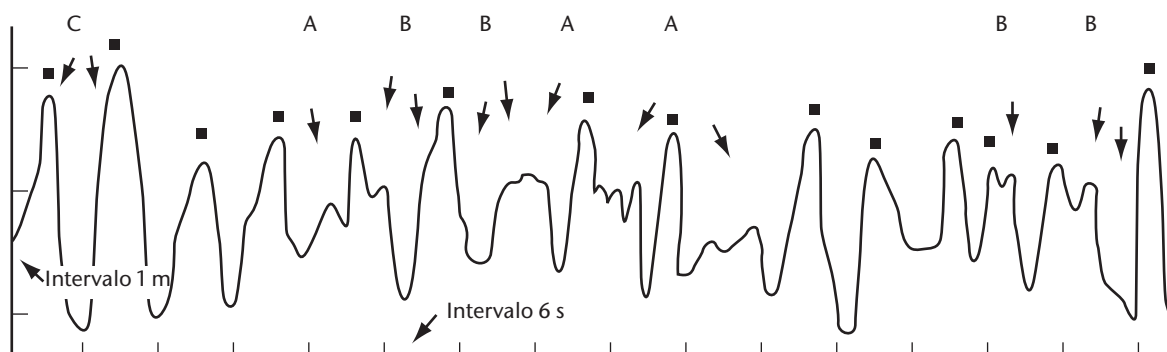


Figura 4.1. Mar de viento y mar de fondo típicos representados por un registrador de la altura de las olas

Ocurre a veces que ciertas olas rebasan literalmente la altura de las olas vecinas (C). Esas olas pueden producirse aisladamente o en grupos de dos o tres. El observador no debería concentrar su atención solo en esas olas máximas; para poder determinar el período medio y la altura media de unas 15 a 20 olas, debería considerar asimismo los grupos de olas bien formadas de altura media. En consecuencia, la altura de las olas que se comuniquen será inferior a la altura máxima de las olas observadas. Por término medio, la altura real de 1 de cada 10 olas rebasará la altura que se comunica. Es una práctica habitual definir la altura significativa de la ola medida por los registradores de altura como el promedio de altura del tercio de alturas mayores de una ola, que debería equivaler aproximadamente a la altura de las olas estimada por un observador manual.

El observador debe tener presente que únicamente deben registrarse las mediciones, o que hay que tomar nota solo de estimaciones de buena calidad. Las estimaciones imprecisas tienen poco valor. Para las observaciones, el criterio de calidad debe prevalecer sobre el de cantidad. Si pueden medirse o estimarse realmente bien solamente dos, o incluso solo uno de los tres elementos (dirección, período, altura), como puede suceder de noche, el informe seguirá siendo útil.

En la aplicación de los métodos de observación que se describen a continuación habrá que tener en cuenta las consideraciones precedentes. Se proporcionan más detalles sobre las olas en OMM (1998), OMM (2001), secciones 4.4.1 y 4.4.2, y las secciones 4.3.4 a 4.3.6 del presente capítulo.

La manera más sencilla de determinar la dirección de donde provienen las olas es enfilar las crestas con la mirada y luego dar un giro de 90° hacia el avance de las olas. En ese momento, el observador se encuentra de cara a la dirección de donde proceden las olas.

Los procedimientos recomendados para la notificación del mar de fondo por buques que transmiten información manualmente figuran en el anexo 4.C.

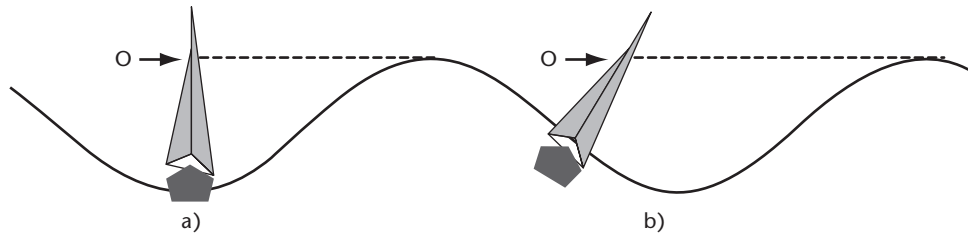
#### *Período de las olas*

Este es el único elemento que realmente puede medirse a bordo de buques mercantes en movimiento. Si se dispone de un cronómetro, basta con un solo observador; de otro modo se necesitan dos observadores y un reloj con segundero. El observador se fija en algún objeto pequeño que flote en el agua a cierta distancia del buque; si no se dispone de nada mejor, por lo general es posible encontrar una mancha de espuma bien definida que se pueda identificar durante los pocos minutos que se requieren para las observaciones. El observador acciona el cronómetro cuando el objeto aparece en la cresta de la ola. Al desplazarse la cresta de la ola, el objeto desaparece en el fondo del seno, volviendo a aparecer en la cresta siguiente, y así sucesivamente. Se anota el instante en que el objeto parece estar en lo alto de cada cresta. Se continúan las observaciones tanto tiempo como se pueda; generalmente se terminarán cuando el objeto esté demasiado distante para ser identificado a causa del movimiento del buque. Naturalmente, el período de observación será más largo si se elige un objeto que inicialmente se halle a proa tan lejos como pueda ser visto con claridad.

Otro método consiste en observar dos o más períodos distintos y consecutivos de olas de un grupo determinado sin detener el cronómetro; cuando la última cresta diferenciada de un grupo haya pasado, o cuando se piensa que el objeto va a desaparecer, se detiene el cronómetro y se vuelve a poner en marcha con el paso de la primera cresta diferenciada de un nuevo grupo. El observador cuenta el número total de períodos, hasta alcanzar 15 o 20 como mínimo.

Las observaciones también pueden realizarse mirando el cabeceo y balanceo de la proa del buque. El observador escoge el punto más alto o más bajo del ciclo y acciona el cronómetro en el momento correspondiente. Cuando regresa al mismo punto, el observador registra el tiempo. Repitiendo este proceso varias veces se puede determinar una observación fiable. Esto también funciona para las observaciones efectuadas durante la noche cuando el observador siente el ascenso y descenso en su cuerpo.

En el caso de observaciones de períodos menores de 5 segundos en condiciones de viento débil, puede que no sean fáciles de realizar las observaciones descritas, pero esas olas son menos interesantes que las de períodos mayores.



**Figura 4.2. Efecto del balanceo del buque en la estimación de la altura de la ola**

#### *Altura de las olas*

Con cierta experiencia, se pueden hacer estimaciones bastante fiables de la altura de las olas. Para estimar la altura de olas cuya longitud de onda sea mucho menor que la longitud del buque, el observador debería colocarse en un lugar del buque tan bajo como sea posible, de preferencia en el centro, donde el cabeceo es mínimo, y en el lado del buque de donde vienen las olas. Se deberían aprovechar los intervalos ocasionales durante los cuales cesa temporalmente el balanceo del buque.

En el caso de olas de una longitud de onda superior a la longitud del buque, no debe utilizarse el método anterior, pues el buque se levanta con la ola. En esas condiciones se obtienen mejores resultados si el observador sube o baja por el buque hasta hallar la posición desde la cual, cuando el buque esté en el seno de las olas y en posición vertical, las olas siguientes parezcan estar al mismo nivel que el horizonte (figura 4.2). En ese momento la altura de la ola es igual a la altura del observador sobre el nivel del agua que está debajo de él (a). Si el buque se balancea, debería asegurarse de que la ola que se aproxima esté alineada con el horizonte en el momento mismo en que el buque está en posición vertical, pues de otro modo se estimará una altura excesiva (b).

Con mucho, el caso más difícil se presenta cuando la longitud de onda de la ola supera la longitud del buque y además es una ola de poca altura. La mejor estimación de la altura se puede obtener colocándose tan cerca del agua como sea posible, pero aun así la estimación será poco precisa.

#### **4.2.2.13.3 Observaciones desde buques-estación oceánicos y otros buques especiales**

Los buques-estación oceánicos normalmente están equipados con instrumentos de medición adecuados. Sin embargo, cuando se realizan observaciones visuales se debería seguir el procedimiento antes descrito, orientando el buque de modo que reciba las olas directamente de frente. Para medir el período, se puede arrojar un objeto por el costado. Para medir la altura de las olas, se deberían pintar marcas en la parte central de los costados del buque (a intervalos de medio metro).

La mejor manera de medir la longitud de onda de las olas consiste en arrastrar una boya por la popa a una distancia tal que las crestas de dos olas sucesivas lleguen al mismo tiempo a la boya y al observador. La distancia que separa las dos crestas representa la longitud de onda de la ola.

La velocidad puede obtenerse midiendo el tiempo que tarda una ola en recorrer la distancia de la popa a la boya, teniendo en cuenta la velocidad del buque.

#### **4.2.2.13.4 Olas en aguas costeras**

Las siguientes definiciones suplementarias se aplican a la superficie del mar en las aguas costeras:

*Rompiente*: desplome de toda una ola como resultado de su avance en aguas muy poco profundas (del orden del doble de la altura de la ola).

*Resaca*: agua que rompe entre la línea de la costa y la línea exterior de los rompientes.

*Olas rompientes o mar rompiente*: desplome parcial de la cresta de una ola debido a la acción del viento, a la precipitación de las olas como consecuencia de su encuentro con una corriente opuesta o un flujo de marea, o a la precipitación de las olas a causa de su avance en aguas poco profundas, pero no tanto como para causar su rompimiento.

No cabe esperar que las observaciones de las olas efectuadas desde una estación costera sean representativas de las condiciones en alta mar; ello obedece a que las olas se ven afectadas por la profundidad del agua, por las mareas y por la reflexión de las mismas en objetos tales como rocas escarpadas y malecones. Por otra parte, si el lugar está resguardado por promontorios o, menos evidente, por bajíos, se puede ver afectada la medición de la altura y la dirección de desplazamiento de las olas. En OMM (1991b) se explican ampliamente esos fenómenos.

Cuando se efectúan observaciones a pesar de esas dificultades se deberían elegir las olas del mismo modo que en el mar. Si esas observaciones se requieren para fines de investigación sobre las olas, se debería indicar con exactitud la profundidad media del agua en el momento de la observación, y la hora de la observación.

#### 4.2.2.13.5 Terminología relativa a las olas del mar de viento y del mar de fondo

Se recomienda el empleo de la siguiente terminología en los informes que no sean mensajes cifrados, es decir, cuando se trata de suministrar información meteorológica y predicciones para la navegación, las publicaciones, los pilotos, etc.:

Para la longitud de onda	
de las olas del mar de fondo:	
Cortas	0 a 100 m
Medias	100 a 200 m
Largas	más de 200 m
Para la altura de las olas	
del mar de fondo:	
Pequeña	0 a 2 m
Moderada	2 a 4 m
Grande	más de 4 m
Para la altura de las olas	
del mar de viento:	
Calma (espejada)	0 m: mar llana
Calma (rizada)	0 a 0,1 m: mar rizada
Suave (olas pequeñas)	0,1 a 0,5 m: marejadilla
Poco agitada	0,5 a 1,25 m: marejada
Moderada	1,25 a 2,5 m: fuerte marejada
Erizada	2,5 a 4 m: mar gruesa
Muy erizada	4 a 6 m: mar muy gruesa
Alta	6 a 9 m: mar arbolada
Muy alta	9 a 14 m: mar montañosa
Olas enormes	más de 14 m: mar enorme

En todos los casos, la altura o la longitud de onda límite exacta queda incluida en la categoría inferior; por ejemplo, un mar de viento de 4 m de altura se define como erizado. Cuando el estado de la superficie del mar sea tan confuso que ninguno de los términos descriptivos que anteceden puede considerarse adecuado, se debería emplear el término "confusa".

#### 4.2.2.14 **Hielo**

En el mar se pueden encontrar diversas formas de hielo flotante. La más común es la que resulta de la congelación de la superficie del mar, a saber, hielos marinos. La información de hielos marinos se analiza en OMM (1970).

Otras formas son el hielo fluvial y el hielo de origen terrestre. Se encuentra hielo fluvial en los puertos y en los estuarios, donde se desplaza por efecto de las corrientes de las mareas y, por lo general, solo constituye un obstáculo pasajero para la navegación marítima. El hielo de origen terrestre, en forma de icebergs, se trata por separado más adelante.

Tanto los icebergs como los hielos marinos pueden resultar peligrosos para los buques y siempre afectan a la navegación marítima. El hielo marino afecta también el proceso normal de intercambio de energía entre el mar y el aire situado sobre el mismo. La extensión de la cobertura de los hielos marinos, que puede variar mucho de un año a otro, tiene una gran influencia tanto en las zonas oceánicas adyacentes como en las condiciones meteorológicas en extensas regiones del mundo. Por lo tanto, su distribución es de gran interés para meteorólogos y oceanógrafos. Aunque la fotografía por satélite constituye un medio revolucionario de vigilar a gran escala la extensión de la cobertura de hielos marinos, las observaciones efectuadas por estaciones costeras, buques y aviones siguen siendo esenciales para realizar observaciones detalladas y para verificar en tierra las realizadas por satélite.

Actualmente, las observaciones de los hielos flotantes se basan casi siempre en estimaciones visuales. Las únicas observaciones instrumentales se efectúan con el radar convencional y por medio de nuevas técnicas como, por ejemplo, los sensores pasivos de microondas o los radares de exploración lateral a bordo de aviones. Sin embargo, los icebergs constituyen malos reflectores para el radar y no siempre pueden detectarse por este medio.

#### 4.2.2.14.1 Observaciones relativas a la formación de hielo

La formación de hielo puede ser en extremo peligrosa para pequeños buques, en particular aquellos de menos de 1 000 toneladas brutas. Incluso en buques más grandes puede causar averías en la radio y en el radar debido al engelamiento de las antenas. También se puede ver afectada la visibilidad desde el puente. Se han planteado problemas debidos al engelamiento de las cargas de cubierta de grandes buques que transportan contenedores con lo que, además de su posible efecto sobre la estabilidad, puede originar dificultades para la descarga en el puerto de destino cuando los contenedores y sus amarras están sólidamente soldados a la cubierta por el hielo. Los barcos pesqueros son particularmente vulnerables a la formación de hielo. En OMM (1991*b*) figura más información sobre el tema, y en OMM (1974) se examinan más detalladamente los aspectos meteorológicos de esta cuestión.

En el mar se producen principalmente dos tipos de engelamiento: el engelamiento debido al agua de mar y el debido al agua dulce. El primero puede tener su origen en los rociones y en el agua de mar levantada por la interacción entre el buque o instalación y las olas, en los rociones lanzados por las crestas de las olas, o en ambas causas. El engelamiento debido al agua dulce puede provenir de la lluvia y/o llovizna engelante; otras veces, está causado por la nieve húmeda a la que sigue un descenso de la temperatura, o por la niebla engelante. Ambos tipos de congelación pueden ocurrir a un mismo tiempo.

Los elementos meteorológicos más importantes que rigen la formación de hielo en el mar son la velocidad del viento y la temperatura del aire. Cuanta más alta es la velocidad del viento respecto del buque y más baja la temperatura del aire, mayor es la rapidez con que se forma el hielo. Parece ser que no hay limitación de temperatura por debajo de la cual disminuya el riesgo de engelamiento.

En la clave de la OMM para los buques (OMM, 2011*b* y 2011*c*), que se emplea para transmitir informes meteorológicos por radio de los buques en el mar, figuran disposiciones relativas a los informes sobre la formación de hielos. La notificación puede hacerse en clave o en lenguaje claro. La clave, en un solo grupo de cinco cifras, sirve para enviar informes de la causa del engelamiento, el espesor del hielo y la velocidad de formación. Los informes en lenguaje claro deben ir precedidos de la palabra ICING, y están particularmente recomendados para indicar las formas de engelamiento que son peligrosas para los buques.

#### 4.2.2.14.2 Formación y evolución del hielo marino

##### *Hielo de menos de 30 cm de espesor*

El primer indicio de formación de hielo es la aparición de pequeñas agujas o placas de hielo en los centímetros superiores del agua. Esas agujas, conocidas como cristales de hielo, se forman en grandes cantidades y dan al mar un aspecto oleaginoso. Conforme prosigue el enfriamiento, los cristales de hielo se funden formando un hielo grasiento, de aspecto esmerilado. En condiciones próximas al englamamiento, pero aún sin hielo, la nieve que caiga puede hacer que la superficie del mar se vea como si estuviese cubierta por una capa de grasa. Esas formaciones pueden agruparse por la acción del viento y de las olas formando una acumulación de terrones de hielo conocida como shuga, y todo el conjunto se clasifica como hielo nuevo. Al proseguir el enfriamiento, se forman hojas de costra de hielo, o nilas, según la velocidad de enfriamiento y la salinidad del agua. La costra de hielo se forma cuando se congela agua de poca salinidad, creándose una delgada capa de hielo quebradizo que apenas contiene sal; en cambio, cuando se congela agua de salinidad elevada, en especial si el proceso es rápido y el viento muy débil, el hielo tiene una propiedad elástica que es característica de las nilas. Esta última forma de hielo se subdivide, según su espesor, en nilas oscuros y claros; la segunda forma, más avanzada, alcanza un espesor máximo de 10 cm.

La acción del viento y de las olas puede romper la costra de hielo o nilas, formando el hielo panqueque, que a su vez puede congelarse y espesarse formando hielo gris y hielo gris-blanco; este último puede alcanzar espesores de hasta 30 cm. Esas formas de hielo se denominan en conjunto hielo joven. Una mar gruesa puede romper estos hielos, convirtiéndolos en tortas de hielo o bandejones de diversos tamaños.

##### *Hielo de 30 cm a 2 m de espesor*

La siguiente etapa de evolución se conoce como hielo del primer año y se subdivide en las siguientes categorías: delgado, medio y grueso. El hielo delgado del primer año tiene un espesor que va de 30 a 70 cm. El hielo medio del primer año tiene espesores que varían entre 70 y 120 cm, mientras que en las zonas polares el hielo grueso del primer año puede alcanzar al final del invierno un espesor de unos 2 m.

##### *Hielo viejo*

Se denomina hielo viejo al hielo grueso del primer año que ha sobrevivido al derretimiento producido en la estación del verano. Esta categoría se subdivide en hielo del segundo año o hielo de varios años, dependiendo de que los bloques de hielo hayan sobrevivido uno o más veranos. El espesor del hielo viejo oscila normalmente entre 1,2 y 3 m, e incluso más, antes del comienzo de la estación de fusión. Al final de la estación estival de fusión, el espesor del hielo viejo puede haberse reducido de modo considerable. Se puede identificar con frecuencia el hielo viejo por su superficie de color azulado que contrasta con la de tono verdoso del hielo del primer año.

##### *Capa de nieve*

Durante el invierno, el hielo se cubre generalmente de nieve que lo aísla del aire que está por encima y tiende a reducir su ritmo de crecimiento. El espesor de la capa de nieve difiere mucho de una región a otra como consecuencia de las distintas condiciones climáticas. Su profundidad puede variar también mucho, en distancias muy pequeñas, debido a los vientos variables y a la topografía del hielo.

##### *Fusión del hielo marino*

Mientras la capa de nieve persiste, casi el 90% de la radiación recibida es devuelta por reflexión al espacio. Ulteriormente, sin embargo, la nieve empieza a fundirse al subir la temperatura del aire por encima de 0 °C, al principio del verano, formándose charcos de agua derretida en la superficie. Esos charcos absorben el 90% de la radiación entrante y aumentan rápidamente conforme van fundiéndose la nieve o el hielo circundantes. Por último, los charcos penetran hasta la superficie inferior de los hielos flotantes y se conocen como alveolos de fusión. Este



lento proceso de fusión es característico del hielo en el océano Ártico y en los mares donde el movimiento se ve limitado por la costa o por islas. Allí donde el hielo puede desplazarse libremente hacia aguas más templadas (por ejemplo, la Antártida, Groenlandia oriental y el mar de Labrador), se acelera la fusión como consecuencia de la acción erosiva de las olas, así como de las temperaturas más altas del aire y del mar.

#### *Movimiento del hielo marino*

El hielo marino se puede clasificar en dos tipos principales según su movilidad. Uno de ellos es el hielo a la deriva, que está continuamente en movimiento por la acción del viento y las fuerzas de las corrientes; el otro es el hielo fijo, sujeto a las costas o a las islas y que no se mueve. Cuando el hielo está muy concentrado (es decir, 7/10 o más) en vez de hielo a la deriva puede hablarse de banquisa.

La fuerza del viento sobre el hielo a la deriva hace que los bandejones se muevan, aproximadamente, en la dirección del viento. La fuerza de desviación debida a la rotación de la Tierra (fuerza de Coriolis) hace que en el hemisferio norte los bandejones se desvíen unos 30° a la derecha de la dirección del viento en superficie. Puesto que el mismo viento en superficie se desvía otro tanto del viento geostrófico, pero en sentido opuesto (siendo medido directamente el viento geostrófico a partir de las isobaras), la dirección del movimiento de los bandejones debida solo al arrastre del viento puede considerarse paralela a las isobaras.

La velocidad de desplazamiento del hielo marino debida al viento varía no solo en función de la velocidad del viento, sino también en función de la concentración de hielo a la deriva y del grado de deformación (véase la subsección siguiente). En el caso del hielo flotante muy abierto (concentraciones de 1/10 a 3/10), hay mucha más libertad para responder al viento que cuando se trata de hielo flotante cerrado (7/10 a 8/10), donde el espacio libre es muy limitado. El 2% de la velocidad del viento es un promedio razonable para la velocidad de deriva del hielo originada por el viento en caso de hielo flotante cerrado, pero se pueden observar velocidades de deriva del hielo mucho mayores para el hielo flotante abierto. Dado que esos hielos flotan, se produce un empuje por parte de las corrientes marinas de las capas superiores del mar, ya se trate de mareas o de corrientes de otro origen con una dirección más estable. En general, es muy difícil distinguir entre la deriva debida al viento y la que producen las corrientes, pero, de cualquier modo, cuando ambas actúan, el movimiento resultante es siempre la suma vectorial de ambas. Normalmente predomina la fuerza del viento, sobre todo en zonas alejadas de la costa.

#### *Deformación del hielo marino*

La superficie del hielo marino sometido a presión sufre deformaciones. Cuando se trata de hielo nuevo o joven, las deformaciones producen un sobrecurrimiento a medida que los bandejones se superponen unos a otros. Si se trata de hielo más grueso, de acuerdo con las fuerzas convergentes debidas a la presión, se producen cordones de hielo o montículos. A medida que los bloques de hielo se superponen por encima del nivel medio del hielo a la deriva y forman cordones o montículos, una gran cantidad de hielo es empujada hacia abajo para poder soportar así el peso de esos cordones o montículos. Como el calado de estos puede ser de tres a cinco veces su altura, estas deformaciones dificultan seriamente la navegación. Por eso, en general, es más fácil navegar a través de cordones recientes que de cordones viejos, consolidados y modificados por la intemperie.

#### 4.2.2.14.3 Icebergs

Los icebergs son grandes masas de hielo flotante que provienen de los glaciares y, en particular, de las mesetas de hielo. Su profundidad debajo del agua, en comparación con la altura sobre ella, varía mucho según las diferentes formas de icebergs. La masa sumergida de un iceberg del Antártico, que proviene de una meseta de hielo flotante, es casi siempre menor que la masa sumergida de los icebergs que provienen de los glaciares de Groenlandia. En el caso de un iceberg tabular típico del Antártico, cuyos 10 o 20 m superiores están compuestos de nieve

vieja, la parte de su masa sobre el agua será la quinta parte de la masa sumergida. Sin embargo, tratándose de un iceberg del Ártico, compuesto casi totalmente de hielo con mucha menos nieve, la relación es normalmente de 1:8.

Los icebergs disminuyen de tamaño como consecuencia de tres procesos distintos: por desprendimiento, por fusión y por la erosión ocasionada por las olas. Se habla de desprendimiento cuando se quiebra y se separa una parte del mismo; ello perturba el equilibrio del iceberg, de modo que flota con un ángulo distinto al de su posición de equilibrio e incluso puede dar una vuelta de campana. Una de las características generales de los icebergs son sus grandes proporciones salientes por debajo del agua, que pueden ser difíciles de observar. En aguas frías, la fusión se produce principalmente en la línea de flotación, mientras que en aguas cálidas la fusión ocurre sobre todo en la parte sumergida y, con frecuencia, fragmenta los icebergs. Es muy peligroso aproximarse a un iceberg que se está fundiendo en aguas cálidas porque es inestable y puede fragmentarse o volcarse en cualquier momento. En torno a los icebergs que se están desintegrando rápidamente suele haber numerosos gruñones y tempanitos que constituyen un peligro, particularmente para la navegación.

Los icebergs son malos reflectores de las ondas radioeléctricas y, por consiguiente, no siempre pueden ser detectados por radar. Los fragmentos del iceberg (tempanitos y gruñones) son todavía más difíciles de detectar por medio del radar del buque, pues frecuentemente los ecos quedan cubiertos por el ruido de los ecos de fondo que forman las olas y el mar de fondo. Esos fragmentos menores son especialmente peligrosos para la navegación pues, a pesar de su pequeño tamaño, tienen una masa suficiente como para dañar a un buque que entre en contacto con ellos a velocidad normal de crucero. Algunos gruñones, constituidos por hielo puro, apenas sobresalen de la superficie del mar y resultan extremadamente difíciles de detectar.

#### 4.2.2.14.4 Observaciones del hielo marino y de los icebergs

La clave para realizar una buena observación de los hielos reside en una familiarización con la nomenclatura de los mismos y en la adquisición de una buena experiencia en la materia. La publicación OMM (1970), con sus ilustraciones, es la mejor guía a disposición del marino para reconocer e identificar los hielos marinos.

Las cuatro características más importantes de los hielos marinos que afectan a la navegación son:

- a) espesor: grado de evolución (es decir, hielo nuevo, hielo joven, hielo del primer año o hielo viejo y sus subdivisiones);
- b) cantidad: concentración (estimada en décimas de la superficie del mar cubierta por el hielo);
- c) forma: si es hielo fijo o hielo a la deriva y el tamaño de los bandejones que lo conforman;
- d) movimiento: sobre todo con respecto a sus efectos en la deformación.

Dado que los icebergs constituyen un grave peligro para la navegación, en particular de noche o con mala visibilidad, es también importante señalar el número de icebergs a la vista en el momento de la observación, especialmente en aguas donde se observan con menos frecuencia.

Se puede señalar la presencia de hielo marino en lenguaje claro o por medio de claves. La OMM ha adoptado dos claves para el cifrado del hielo marino, que se utilizan a nivel internacional. La más sencilla está constituida por el grupo ICE agregado al final de la clave SHIP. La clave ICEAN ha sido elaborada para uso de los especialistas con miras a la transmisión de los análisis y pronósticos de hielos marinos.

Para la observación de los hielos marinos a bordo de buques y en las estaciones costeras rigen dos reglas básicas:

- a) disponer de un amplio campo de visión haciendo la observación desde un punto conveniente, lo más alto posible sobre la superficie del mar (por ejemplo, desde lo alto de un faro, desde el puente o desde la posición del vigía del buque);
- b) no intentar señalar las condiciones de hielo en el mar más allá de un radio superior a la mitad de la distancia que separa el punto de observación de la línea de horizonte.

La OMM ha elaborado una serie de símbolos para emplear en los mapas que representan las condiciones observadas o previstas en relación con los hielos marinos. Esos símbolos tienen por objeto permitir el intercambio internacional de información sobre hielos marinos y la transmisión de datos sobre los hielos por radiofacésimil.

#### 4.2.2.15 **Observaciones de fenómenos especiales**

Los observadores marinos pueden elaborar informes sobre fenómenos naturales utilizando diarios de navegación tradicionales o, en algunos casos, electrónicos. No obstante, tales observaciones especiales no pueden distribuirse normalmente a través del Sistema Mundial de Telecomunicación (SMT) debido a la existencia de limitaciones internacionales referidas al formato. Las observaciones pueden consistir en descripciones escritas, bosquejos o imágenes, o en una combinación de estas. Puede notificarse una gran variedad de fenómenos, en particular:

- a) fenómenos astronómicos (por ejemplo, eclipses, cometas, luz zodiacal, manchas solares y novas);
- b) fenómenos de la alta atmósfera (por ejemplo, desvanecimiento o interrupción de las señales radioeléctricas de alta frecuencia, perturbaciones y tormentas magnéticas, resplandor celeste, auroras, meteoros y bolas de fuego, y nubes noctilucetas);
- c) fenómenos de la atmósfera baja (por ejemplo, refracción anormal y espejismos, gloria o espectros de Brocken, soles y lunas coloreadas, coronas, fuego de San Telmo, rayos crepusculares, caída de polvo, destello verde, fenómenos de halo, nube iridiscente, relámpagos, arco iris, centelleo, color inusual del cielo y trombas marinas). Nótese que al describir las trombas marinas, siempre debería indicarse el sentido de la rotación como si se observaran desde arriba;
- d) avistamiento de mamíferos marinos, aves, peces, invertebrados y los efectos de la presencia masiva de plancton, como la bioluminiscencia, mareas rojas y aguas descoloradas;
- e) otros fenómenos marinos (por ejemplo, desviaciones anormales del compás, cambios en el nivel del mar o en las olas).

En las publicaciones nacionales, o en la información suministrada por los diarios de navegación electrónicos, se indica cuáles son los tipos de fenómenos de interés y qué información comunicar sobre cada tipo de fenómeno.

### 4.3 **BOYAS FONDEADAS**

Las boyas fondeadas pueden ser de configuración muy diversa (por ejemplo en lo que se refiere a diseño del amarre, tipos de sensor, sistemas de muestreo, técnicas de montaje, telemetría, etc.), abarcando una gran variedad de aplicaciones y disciplinas, tanto operativas como de investigación. Esta sección, que no refleja la amplia gama de posibilidades utilizadas en los sistemas actualmente en funcionamiento, se centra en las necesidades en materia de mediciones meteorológicas marinas a partir de las boyas meteorológicas operativas fondeadas. Puede encontrarse información relativa a otros sistemas que abordan las necesidades de aplicaciones de investigación en otras publicaciones y sitios web, como por ejemplo:

- Boyas fondeadas en aguas tropicales pertenecientes al sistema autónomo ATLAS de obtención de temperaturas: [http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj\\_over/mooring.shtml](http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/mooring.shtml)
- Estaciones climáticas oceánicas: <http://www.pmel.noaa.gov/OCS/>
- Boyas TRITON fondeadas en aguas del océano Pacífico occidental tropical: [http://www.jamstec.go.jp/jamstec/TRITON/real\\_time/php/top.php](http://www.jamstec.go.jp/jamstec/TRITON/real_time/php/top.php)
- Boyas m-TRITON (más recientes) fondeadas en aguas del océano Índico: <http://www.jamstec.go.jp/iorgc/iomics/index.html>
- Guía de la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera (NOAA) para realizar observaciones meteorológicas y climáticas de calidad y mediciones de flujo en el mar (Bradley y Fairall, 2006)

Por lo general, las boyas fondeadas diseñadas para actividades en alta mar están equipadas con sensores para medir las siguientes variables:

- a) la velocidad del viento;
- b) la dirección del viento;
- c) la presión atmosférica;
- d) la temperatura de la superficie del mar;
- e) la altura y el período de las olas;
- f) la temperatura del aire;
- g) la temperatura del punto de rocío o la humedad relativa.

Otros elementos que pueden medirse con algunas de esas boyas son:

- a) la ráfaga del viento máxima;
- b) el espectro de olas (direccional y no direccional);
- c) la radiación solar (radiación de onda corta descendente);
- d) la corriente de la superficie o el perfil de la corriente;
- e) la salinidad de la superficie del mar;
- f) la temperatura y salinidad subsuperficial hasta 500 m o 750 m;
- g) la visibilidad atmosférica;
- h) la precipitación;
- i) la concentración de dióxido de carbono en la superficie.

Para las olas se suelen medir o estimar las variables siguientes utilizando las definiciones que se citan a continuación (véase también la sección 4.2.2.13 para completar estas definiciones):

*Altura significativa de la ola:* estimación del promedio de altura del tercio de alturas mayores de una ola.

*Altura máxima de la ola:* altura máxima de una única ola que se observa durante un período de tiempo determinado.

*Período medio de corte por cero de la ola:* período medio entre cortes por cero descendente; es decir, el intervalo de tiempo, promediado según el número de cortes, transcurrido entre dos cortes sucesivos de la superficie del mar por el plano horizontal de referencia (nivel cero) en sentido descendente. También puede estimarse a partir del momento de segundo orden de la frecuencia del espectro de energía de las olas.

*Altura de pico:* altura de la ola que corresponde al pico del espectro de energía de las olas (la parte del espectro con la energía de olas más alta).

*Período de pico:* período de la ola que corresponde a la altura de pico del espectro de energía de las olas.

*Período espectral de la ola:* período de la ola que corresponde a la frecuencia media del espectro.

Además de las mediciones meteorológicas y oceanográficas, es necesario verificar la ubicación de la boya y diversos parámetros de mantenimiento de rutina que se emplean en el control de la calidad de los datos y en el mantenimiento. La tecnología de las boyas fondeadas se ha perfeccionado hasta tal punto que es frecuente mantenerlas en funcionamiento automáticamente por seis meses y hasta por dos años, incluso en las condiciones más difíciles. La vida operativa está determinada sobre todo por la duración de los sensores, que se cambian a intervalos de 12 a 18 meses.

En la actualidad se considera que las mediciones obtenidas con boyas fondeadas son mejores que las realizadas a bordo de buques, por cuanto se refiere a la exactitud y a la fiabilidad de la medición (Wilkerson y Earle, 1990; Ingleby, 2010). De hecho, generalmente se considera que las boyas fondeadas proporcionan las observaciones de más alta calidad de una amplia gama de variables meteorológicas marinas y, además de su uso por los predictores y su asimilación en modelos de predicción numérica del tiempo, los datos también se utilizan para ofrecer información sobre la climatología de las zonas oceánicas, datos de referencia verificados sobre el terreno para la calibración y validación de satélites, y estimaciones de los flujos superficiales (por ejemplo, Bourras, 2006).

Las incertidumbres típicas de las medidas proporcionadas por esas boyas son:

Velocidad del viento	1 m s <sup>-1</sup> o 5% por encima de 20 m s <sup>-1</sup>
Dirección del viento	10°
Temperatura del aire	0,2 °C
Presión al nivel del mar	0,2 hPa
Temperatura de la superficie del mar	0,2 °C
Temperatura del punto de rocío	0,5°
Altura significativa de la ola	10% o 0,2 m
Dirección de la ola	10°
Período de la ola	1 s

La serie de sensores normalizados que están situados en las boyas fondeadas toman muestras de la velocidad del viento, la ráfaga máxima (por ejemplo, ráfaga de 3 a 5 segundos según los requisitos nacionales); la dirección del viento; la presión barométrica; la temperatura del aire; la temperatura del agua; y los espectros de energía no direccional de las olas oceánicas, a partir de los cuales se determinan la altura significativa de la ola y el período pico (o medio) de la ola. En el caso de los tsunámíetros, la medida de referencia es la altura de la columna de agua.

#### 4.3.1 Presión atmosférica

La presión atmosférica y su variabilidad tanto en el tiempo como en el espacio tienen una importancia considerable para la predicción numérica del tiempo y para el análisis y la predicción meteorológicos. La mayoría de las boyas mide la presión atmosférica por medio de barómetros aneroides digitales. La presión se obtiene a partir de la capacitancia eléctrica entre las placas paralelas sensibles a la presión. La capacitancia entre las placas aumenta cuando lo hace la presión. Las mediciones de presión realizadas son las siguientes:

- a) La presión de la estación es la medida real efectuada por el barómetro a la elevación de la estación en hectopascales. En algunos casos se pueden usar dos barómetros y promediar sus valores.
- b) La presión al nivel del mar es la presión reducida al nivel del mar de la presión de la estación en unidades de hectopascal. Para boyas desplegadas en el mar esta es muy cercana a la presión de la estación. Se observa una gran diferencia entre la presión al nivel del mar y la presión de la estación de las boyas desplegadas en los lagos a gran altitud. La conversión a la presión al nivel del mar se efectúa utilizando los procedimientos descritos en el manual del Servicio Meteorológico, el Ejército y la Armada de Estados Unidos de América (WBAN) (Servicio Meteorológico de Estados Unidos, 1963).

Muchas boyas que se despliegan en regiones afectadas por huracanes o por intensos sistemas de baja presión tienen la capacidad de medir datos complementarios de presión media de 1 minuto. Estos datos se graban después de que los datos de presión de cada hora caigan por debajo de un umbral predeterminado (por ejemplo, 1 008 hPa en los trópicos). Estos datos complementarios de presión se identifican como sigue:

- a) La presión barométrica mínima de 1 minuto en hectopascales del barómetro primario (y del secundario si se instala) es la presión barométrica media mínima de 1 minuto durante la hora entera.
- b) El tiempo es el minuto dentro de la hora en que ocurrió la presión mínima.

#### 4.3.2 Mediciones del viento

Las mediciones del viento constituyen una de las mediciones más importantes efectuadas por las boyas fondeadas. Son esenciales para el predictor de meteorología marina.

Definiciones:

*Dirección del viento:* dirección desde la que sopla el viento, en grados, en sentido dextrorso a partir del norte verdadero. Se determina como el vector unitario promedio de las direcciones del viento registradas.

*Velocidad del viento:* valor medio escalar de la velocidad del viento durante el intervalo de muestreo (generalmente 10 minutos).

*Máxima velocidad del viento:* velocidad del viento más alta en el registro del viento. Las ráfagas de viento se determinan a partir de la media móvil más alta del registro en un intervalo de tiempo corto (por ejemplo, 5 segundos).

Las mediciones del viento suelen realizarse con un anemómetro de hélice o con un anemómetro de cazoletas y una veleta. Para evitar el desgaste mecánico se están empezando a utilizar en las boyas fondeadas sensores ultrasónicos de velocidad y dirección del viento sin piezas móviles. La medida de la dirección del viento está normalmente vinculada con una brújula para que la dirección relativa del viento con respecto a la boya pueda corregirse a la real.

En sus boyas meteorológicas fondeadas, algunos Miembros usan generalmente un sensor de veleta con aspas de cuatro hojas que acciona un rotor. El valor final de una medida resulta de un tratamiento estadístico del viento de la serie temporal de muestras del viento instantáneas tomadas a una frecuencia mínima de 1 hercio (Hz) en un período de tiempo determinado. La velocidad de muestreo es función de la carga útil. La mayoría de las boyas fondeadas utilizan un período de adquisición de 8 minutos. Las mediciones normales del viento subsiguientes se producen cada hora.

Las boyas meteorológicas fondeadas de algunos Miembros realizan el procesamiento estadístico de los datos al final de cada período de adquisición y el mensaje obtenido se actualiza con las nuevas estadísticas y 6 segmentos de 10 minutos. El procesamiento estadístico incluye el cálculo

del valor medio tanto de la dirección como de la velocidad y la desviación típica de la velocidad. Los datos horarios no representan los datos del minuto 0 al minuto 59, sino que, más bien, representan los últimos 6 segmentos completos de 10 minutos antes de la finalización de la última adquisición. Los segmentos de 10 minutos, sin embargo, están limitados a los minutos 0, 10, 20, etc.

Para las boyas fondeadas de algunos Miembros, las velocidades del viento a 10 y a 20 m sobre la elevación del lugar se obtienen a partir de un algoritmo (Liu y otros, 1979) que utiliza la altura del anemómetro, la velocidad del viento, una humedad relativa constante del 85%, una presión al nivel del mar constante de 1 013,25 hPa, y las temperaturas del aire y del agua. Si se desconoce la temperatura del aire o la del agua, entonces se supondrá una estabilidad neutra, teniendo en cuenta que esta puede introducir un error de hasta un 5%. Si ambas temperaturas son desconocidas, entonces no se realizarán las observaciones de velocidades del viento ni a 10 ni a 20 m.

Las boyas fondeadas de la serie K de Reino Unido, Francia e Irlanda han utilizado tradicionalmente un anemómetro de cazoletas y una veleta autorreferenciada para medir la velocidad y la dirección del viento durante un período de adquisición de 10 minutos cada hora. Sin embargo, durante el funcionamiento el agua salada traspasa los sellos y, con el tiempo, se produce el fallo de los instrumentos cuando en el lubricante se forman cristales de sal que dan lugar a averías mecánicas de las partes móviles. Estas boyas fondeadas tienen sistemas duales de viento para mejorar la capacidad de recuperación en caso de que el anemómetro falle. Para mejorar aún más la fiabilidad, algunos Miembros los están reemplazando con un nuevo sistema de medición del viento que utiliza un anemómetro sónico y una brújula electrónica.

### 4.3.3 **Temperatura**

La temperatura es una de las mediciones meteorológicas básicas. Generalmente se utilizan termistores electrónicos para efectuar todas las mediciones de temperatura, que se expresan en grados Celsius. También se pueden utilizar las mediciones de temperatura para obtener la presión al nivel del mar y la velocidad del viento a una altura estándar a partir de la presión atmosférica a una altura no estándar y de las mediciones del viento respectivamente.

#### 4.3.3.1 **Temperatura del aire**

Por lo general las mediciones de la temperatura del aire son muy fiables; sin embargo, es importante señalar que la ubicación física de los sensores de temperatura puede afectar las mediciones de forma negativa. Las cajas protectoras pueden conducir a lecturas no representativas de la temperatura del aire en condiciones de baja velocidad del viento. Durante el período de muestreo (por lo general, 1 Hz o 0,1 Hz) se toman muestras de la temperatura del aire a una cierta frecuencia.

#### 4.3.3.2 **Temperatura del agua**

Aunque por lo general hay pocos problemas con las mediciones de la temperatura del agua, cabe señalar que la profundidad de los sensores de temperatura del agua varía con el casco de la boya, y que las sondas de temperatura en las boyas se sujetan en el interior del casco. Dado que los cascos de la boya tienen una alta conductividad térmica, las temperaturas medidas pueden reflejar la temperatura media del agua alrededor del casco sumergido en lugar de la temperatura del agua más cercana a la sonda. Cuando el agua está muy estratificada, sobre todo durante las horas de la tarde en condiciones de viento en calma, la temperatura del agua comunicada desde una boya puede ser de 2 a 3 °C por debajo de la temperatura de la superficie del agua.



#### 4.3.4 Estimaciones del oleaje oceánico

Las estimaciones del estado del mar son probablemente las mediciones más complejas efectuadas por las boyas fondeadas y son sumamente importantes para marinos, predictores marinos, ingenieros en ciencias oceánicas y científicos. En una boya todas las mediciones básicas de olas se obtienen de alguna manera a partir de las series temporales del movimiento de las boyas. En Centro Nacional de Boyas de Acopio de Datos de Estados Unidos (2003 y 2009) pueden encontrarse los detalles completos de las mediciones de olas efectuadas por dicho Centro.

El estado del mar es una descripción de las propiedades de las olas en la superficie del mar en un lugar y momento dados, y podría expresarse en función del espectro de olas, o más simplemente, en función de la altura significativa de las olas y de cierta medida del período de las olas (Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, 2000). Muchas boyas fondeadas proporcionan una medida de la densidad espectral de la varianza (Frigaard y otros, 1997) que se denominará densidad espectral de las olas. La mayoría de las boyas obtienen todos los parámetros no direccionales de las olas, alturas y períodos, pendiente, etc. a partir de las densidades espectrales de las olas. Además, muchas boyas miden el espectro direccional de las olas y de ahí determinan las direcciones media y principal de las olas, y la primera y segunda coordenadas polares normalizadas obtenidas con los coeficientes de Fourier que los centros difunden a través de las claves alfanuméricas FM-65 WAVEOB de la OMM (OMM, 2011b y 2011c).

#### 4.3.5 Estimaciones del oleaje oceánico no direccional

La mayoría de las boyas usa acelerómetros para medir el movimiento de desplazamiento vertical de la boya. Los acelerómetros, que están fijados para permanecer en posición vertical en relación al casco o estabilizados paralelamente a la vertical de la Tierra, se utilizan en las boyas y efectúan la inmensa mayoría de las mediciones de las olas oceánicas. La estabilización vertical, cuando se utiliza, se logra mediante el uso de un sensor de desplazamiento vertical, cabeceo y balanceo cuyo plano de referencia está montado en una plataforma estabilizada por gravedad y que mantiene un período natural del orden de 40 segundos. Este tipo de equipo es costoso y tiene un sistema mecánico incorporado para mantener el acelerómetro en posición vertical cuando la boya y el sensor se inclinan.

Los sistemas operativos de medición del oleaje no direccional comunican las estimaciones de los espectros de aceleración o de desplazamiento. Si no se comunican directamente, los espectros de desplazamiento se obtienen a partir de los espectros de aceleración como parte de los cálculos relacionados con el procesamiento en tierra de los datos de olas. A partir de estos espectros se calculan el período medio de las olas, el período de las olas dominantes, la altura significativa de las olas y la pendiente. Estos parámetros del oleaje no direccional se definen como sigue.

El período medio de las olas, en segundos, se puede calcular de diferentes maneras. Puede corresponder a la frecuencia de la ola que divide el espectro de olas en áreas iguales o puede estar basado en el momento de segundo orden de la frecuencia de la densidad espectral no direccional. También puede estimarse usando un método de corte del nivel cero.

El período dominante de las olas o período de pico de las olas, en segundos, es el período de la ola que corresponde a la frecuencia central de la banda de frecuencias con la máxima densidad espectral no direccional.

La altura significativa de las olas,  $H_{m0}$ , se estima a partir de la varianza del registro de desplazamiento de las olas obtenido a partir del espectro de desplazamiento según la ecuación siguiente:

$$H_{m0} = 4 \left[ \int_{f_1}^{f_2} S(f) df \right]^{\frac{1}{2}}$$

donde  $S(f)$  es la densidad espectral de desplazamiento,  $df$  es la anchura de la banda de frecuencias,  $f_u$  es el límite superior de frecuencia, y  $f_l$  es el límite inferior de frecuencia.

#### 4.3.6 Estimaciones del oleaje oceánico direccional

Además de medir la aceleración o el desplazamiento vertical, los sistemas de medición del oleaje direccional requieren también el acimut, el cabeceo y el balanceo de la boya, ya que estos ángulos permiten calcular las pendientes de inclinación del oleaje en las direcciones este a oeste y norte a sur. La mayoría de las boyas utilizan varios métodos y series de sensores diferentes para medir estos ángulos.

Se recomienda que (Swail y otros, 2010a; Swail y otros, 2010b), a fin de prestar servicios a todos los usuarios, los sistemas de medición del espectro direccional del oleaje deberían estimar de manera fiable la denominada regla de "los cinco primeros". Técnicamente, esto se refiere a las cinco variables que definen una frecuencia de ola en particular (o período de la ola). La primera variable es la energía de la ola, que está relacionada con la altura de la ola, y las otras cuatro variables son los cuatro primeros coeficientes de la serie de Fourier que define la distribución direccional de esa energía. En cada banda de frecuencia, no solo se define la dirección de la ola sino la dispersión (momento de segundo orden), la asimetría (momento de tercer orden) y la curtosis (momento de cuarto orden). La asimetría resuelve cómo se concentra la distribución direccional (a la izquierda o a la derecha de la media) y la curtosis define el grado de apuntamiento o de aplastamiento de la distribución. La obtención de estos tres parámetros adicionales (la dispersión, la asimetría y la curtosis) para cada banda de frecuencia produce una mejor representación del campo de olas.

Las mediciones de las olas de las boyas fondeadas también se usan para validar las mediciones de las olas obtenidas de los instrumentos de radar de alta frecuencia.

#### 4.3.7 Altura de la columna de agua para la detección de tsunamis

La mayoría de los tsunámetros de las boyas comunican el nivel del mar (en realidad la altura de la columna de agua) a partir de las mediciones de presión y de temperatura efectuadas en el fondo marino y convertidas a altura de la columna de agua multiplicando la presión por una constante de 670 mm por libra por pulgada cuadrada absoluta.

#### 4.3.8 Humedad relativa

Los sensores de humedad utilizados por las boyas emplean un circuito que mide la humedad a través del cambio en la capacitancia eléctrica de un polímero delgado cuando se expone a las variaciones del vapor de agua. Una membrana permeable al gas protege las partes electrónicas de los efectos de los rociones y de la materia particulada, pero permite la entrada de aire en la caja protectora del instrumento. El sensor es sensible a la temperatura y está equipado con una sonda de temperatura para proporcionar una corrección de la temperatura en el cálculo de la humedad relativa. El sensor se prueba con cierta frecuencia durante el período de muestreo (por ejemplo, 1 Hz para las boyas meteorológicas fondeadas de Estados Unidos y Canadá). En el caso de las boyas de la serie K de Reino Unido, Francia e Irlanda se toma un valor instantáneo del elemento del circuito eléctrico higrométrico a la hora de observación.

#### 4.3.9 Sensores oceánicos

Para comprender y predecir el océano, se deben vigilar sus propiedades. Muchas boyas ayudan a vigilar el océano midiendo también las corrientes de la superficie, los perfiles de corrientes oceánicas, la temperatura cerca de la superficie y los parámetros de calidad del agua. Entre los parámetros de calidad del agua cabe citar la turbiedad, el potencial redox (Eh), el pH, la

concentración de clorofila a, y el oxígeno disuelto. La calidad de los datos de las boyas se controla en tiempo real y, donde sea posible hacerlo, los datos se distribuyen por el Sistema Mundial de Telecomunicación.

#### 4.3.10 **Corrientes oceánicas superficiales**

Se recopilan datos de corrientes superficiales para apoyar el comercio, la seguridad en las operaciones, las tareas de búsqueda y rescate, la respuesta a los vertidos de petróleo y, en el caso de las corrientes cerca de las entradas de los puertos, porque tienen repercusiones sobre el transporte oceánico. También se usa la información de las corrientes superficiales medidas por las boyas para validar las corrientes superficiales obtenidas por instrumentos de radar de alta frecuencia. La mayoría de las boyas adquiere estas mediciones usando muestreadores Doppler acústicos montados en boyas.

#### 4.3.11 **Perfiles de corrientes oceánicas**

Los perfiles de corrientes oceánicas proporcionan el movimiento del océano a distintos niveles de la columna de agua. Esta información es esencial para evaluar la dispersión de los vertidos de petróleo, las operaciones de búsqueda y rescate, las presiones sobre las plataformas en alta mar y la validación de modelos oceánicos. Estos datos son comúnmente adquiridos desde sistemas montados en boyas o en jaulas apuntando hacia abajo. En las plataformas petrolíferas en alta mar, los perfiles de corrientes pueden ser descendentes desde distintos niveles en la columna de agua, o ascendentes desde un sistema montado en el fondo de las mismas.

La mayoría de las boyas utiliza la tecnología de los perfiladores de corriente de efecto Doppler como sensor primario para la recopilación de los datos de perfiles de corrientes oceánicas. Estos emiten impulsos cortos de alta frecuencia de energía acústica en haces estrechos. Los dispersores (se supone que son necton y plancton pasivos) dentro de la columna de agua hacen retornar la energía retrodispersada y los instrumentos pueden resolver la desviación de la frecuencia Doppler a lo largo del haz en coordenadas terrestres ortogonales para obtener las corrientes oceánicas a distintos niveles de la columna de agua.

#### 4.3.12 **Salinidad**

La salinidad es necesaria para la inicialización de los modelos oceánicos que se utilizan para emitir las predicciones oceánicas y para predecir la circulación en los océanos (que viene determinada en gran medida por la densidad). La salinidad se obtiene normalmente a partir de las mediciones de la conductividad del agua de mar. Algunos instrumentos proporcionan la salinidad directamente (a través de cálculos internos) y otros suministran la conductividad, la temperatura y la profundidad necesarias para calcular la salinidad. Las mediciones de salinidad se basan en la escala práctica de salinidad que hace uso de la relación empírica entre la salinidad y la conductividad del agua de mar (aunque una nueva ecuación termodinámica del agua de mar 2010 (TEOS-10) internacional fue aprobada recientemente por la Asamblea de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) mediante la Resolución XXV-7). Las unidades de salinidad se expresan en unidades prácticas de salinidad.

#### 4.3.13 **Precipitación**

En algunas boyas fondeadas se han instalado pluviómetros de sifón.

#### 4.3.14 **Mediciones de la radiación solar**

La radiación solar tiene una influencia importante en los procesos físicos, biológicos y químicos cerca de la interfaz aire-mar y es, por consiguiente, de interés para científicos e ingenieros. Se

han usado mediciones de la radiación solar tomadas en la superficie para calibrar los radiómetros de rango visible instalados en los satélites meteorológicos. El sensor se sitúa tan alto como sea posible en la plataforma para evitar las sombras. El flujo radiativo solar se mide en vatios por metro cuadrado y la radiación activa de fotosíntesis, en micromoles por metro cuadrado por segundo.

#### 4.3.15 **Visibilidad**

Se han colocado sensores de visibilidad en algunas estaciones donde la visibilidad constituye un problema crítico para la seguridad de la navegación. El sensor mide la extinción de la luz en un volumen pequeño de aire entre un emisor y un colector. Es importante señalar que estas son mediciones en un solo punto, y que hay diversas definiciones similares aunque distintas.

### 4.4 **BUQUES FARO AUTOMÁTICOS**

Estas plataformas son, en muchos sentidos, similares a las boyas fondeadas. Sin embargo, debido a su mayor tamaño y capacidad de carga instrumental, son más adecuadas para instalar sensores adicionales, tales como los sensores para observar la visibilidad. En caso de tiempo extremo, esos sensores pueden ser afectados por rociones de mar generados por la misma plataforma. Con todo, en la mayoría de condiciones, su rendimiento es idéntico al de los instrumentos que se encuentran en las estaciones meteorológicas automáticas terrestres.

### 4.5 **TORRES Y PLATAFORMAS**

En las torres (sobre todo en aguas relativamente poco profundas, cerca de la costa), y en las plataformas en las zonas más remotas, es posible poner en funcionamiento estaciones meteorológicas automáticas normalizadas, similares en diseño a las estaciones meteorológicas automáticas terrestres (véase el capítulo 1 de la parte II). Con frecuencia se emplean instrumentos adicionales como, por ejemplo, nefobasímetros y visibilímetros, así como sensores que sirven para medir la altura de las olas y el nivel medio del agua por encima de un punto de referencia. Las plataformas fijas pueden incluir grandes estructuras de gravedad, y plataformas móviles autoelevables (jack-up) y semisumergibles. Las plataformas autoelevables y semisumergibles, así como los buques de perforación, podrían considerarse como plataformas estacionarias porque están fondeadas o dinámicamente posicionadas para permanecer en un mismo lugar mientras están en funcionamiento. En plataformas dotadas de personal, los datos obtenidos pueden complementarse con observaciones visuales de las nubes, la visibilidad y el tiempo, para tener informes sinópticos completos. Las observaciones visuales desde las plataformas petrolíferas y gasísticas deberían efectuarse según los procedimientos recomendados en la sección 4.2. Sin embargo, hay casos donde se aplican diferentes procedimientos. Por ejemplo, una plataforma puede incluir los datos de olas provenientes de una boya de medición de olas, fondeada en las proximidades, y la temperatura de la superficie del mar medida por un buque de suministro cercano.

Algunas plataformas marinas petrolíferas y gasísticas, tanto fijas como estacionarias, provistas de personal, pueden incluir la altura de la ola significativa y alguna medición del período de las olas en su informe meteorológico (utilizando las mismas partes de la clave FM 13 SHIP que las boyas fondeadas), empleando la salida de una boya cercana de medición de olas o de un radar de olas de a bordo.

Las plataformas y torres son estructuras convenientes para instalar sensores meteorológicos. La instalación y el mantenimiento pueden resultar menos complicados y más económicos que para una boya fondeada, por lo que ofrecen datos con mayor frecuencia y fiabilidad. A la calidad de los datos no le afecta el movimiento del buque o de la boya y es menos susceptible a los errores de los sensores dañados por la acción de las olas.

Sin embargo, los sensores de temperatura y humedad requieren una instalación muy cuidadosa, ya que casi siempre existen fuentes de calor y evacuación que modificarán el entorno local, lo que hace que los valores sean poco representativos de las condiciones ambientales. Las mediciones del viento deben realizarse a alturas superiores a los 100 m sobre el nivel medio del mar y requieren una corrección para obtener el valor equivalente de los vientos de superficie a 10 m de altura (cabe señalar que lo ideal sería disponer también de la observación real y su altura). En el caso de torres más cercanas a la costa, la altura de la marea puede alterar considerablemente la altura efectiva del sensor del viento.

En conclusión, las torres fijas y las plataformas en alta mar pueden proporcionar una fuente de datos rentable liberando así las boyas fondeadas para su utilización en zonas más remotas donde no haya otra alternativa.

#### 4.6 BOYAS A LA DERIVA

Las boyas a la deriva se han venido utilizando durante muchos años en actividades oceanográficas, sobre todo para la medición de las corrientes marinas en la superficie de los mares y océanos; sin embargo, la creación de sistemas fiables de seguimiento y retransmisión de datos por satélite (OMM/COI, 1995) ha producido un importante aumento en el número de boyas oceánicas a la deriva desplegadas, y se han alcanzado grandes progresos en cuanto a la capacidad de los sensores de esas boyas con fines meteorológicos y oceanográficos.

En UNESCO (1988) se presenta una descripción de los sistemas de boyas a la deriva y sus modos de funcionamiento. Más recientemente, el Grupo de cooperación OMM/COI sobre boyas de acopio de datos (GCBD) publicó un informe sobre diseño de boyas a la deriva equipadas con barómetros titulado *Global Drifter Programme Barometer Drifter Design Reference* (OMM/COI, 2009a). Véanse también los informes anuales y las actas del taller del GCBD, así como OMM/COI (2004a y 2004b).

La evolución de la tecnología en materia de boyas a la deriva se ha debido a las necesidades de la investigación oceanográfica, por una parte, y de la meteorología operativa, por otra. De esa manera, se distinguen tres tipos diferentes de boyas:

- a) Para investigación oceanográfica, y en particular para el Experimento Mundial sobre la Circulación Oceánica (Programa sobre la velocidad de las corrientes en superficie (SVP), 1988 a 1993), se han fabricado y lanzado en extensas regiones de los océanos del mundo boyas a la deriva que siguen las corrientes de la superficie del mar, y que además permiten medir la temperatura de la superficie del mar.
- b) Para meteorología operativa se ha mejorado el modelo de boya a la deriva basado en la boya utilizada para el Primer Experimento Mundial del Programa de Investigación de la Atmósfera Global; esas boyas sirven para medir sobre todo la presión atmosférica, la temperatura de la superficie del mar y la temperatura del aire.
- c) Para aplicaciones polares se han diseñado flotadores de hielo diversos para medir las variables atmosféricas tradicionales así como las condiciones del hielo y la nieve (temperatura del hielo y de la nieve y perfiles térmicos del hielo, espesor del hielo, tensión del hielo, condiciones del agua por debajo de la capa de hielo). Es posible estimar el movimiento del hielo siguiendo la posición de las boyas en el mismo. Se han llevado a cabo esfuerzos para desarrollar boyas que permitan satisfacer las necesidades de la investigación oceanográfica y de la meteorología operativa, y que han llevado a la introducción de:
  - i) la boya SVP-B, fundamentalmente una boya a la deriva que sigue las corrientes de superficie, a la cual se le ha añadido un sensor para medir la presión atmosférica;
  - ii) la boya SVP-BW (o Minimet), que es esencialmente una boya SVP-B con capacidad de medir el viento y que usa la tecnología de observación del viento a partir del ruido ambiental (WOTAN);

- iii) la boya de perfil del viento y temperatura, que es básicamente una boya a la deriva destinada a medir parámetros meteorológicos, a la cual se le han añadido sensores para medir la velocidad del viento y una cadena de termistores subsuperficiales para obtener el perfil de la temperatura a profundidades de hasta 100 m aproximadamente; en esas boyas, la dirección del viento se mide al orientar la boya hacia el viento, utilizando un mástil chato o una veleta fija;
- iv) la adición de sensores de salinidad a las boyas SVP.

Las boyas a la deriva son dispositivos fungibles, de manera que su rendimiento se evalúa teniendo en cuenta la función que realiza y su costo. Se debería señalar que al costo del equipo ha de añadirse el costo del procesamiento y la difusión de datos a través del sistema de satélites Argos, que es elevado y puede constituir un factor limitante, aunque el más reciente uso del sistema Iridium de telecomunicaciones de datos procedentes de satélites está ayudando a resolver este problema. Sin embargo, el rendimiento de los sensores instalados en las boyas a la deriva es adecuado para los fines de la meteorología sinóptica y de la oceanografía, según proceda. Cabe señalar que la calidad de las observaciones de la velocidad del viento es cuestionable y, en consecuencia, no son utilizadas por los centros operativos (Ingleby, 2010).

Las incertidumbres típicas en las mediciones realizadas con sistemas operativos son:

Temperatura de la superficie del mar	0,21 °C <sup>a</sup>
Presión atmosférica	0,84 hPa <sup>b</sup>
Velocidad del viento	3,5 m s <sup>-1</sup> o 10% <sup>abc</sup>
Dirección del viento	18,5° <sup>b</sup>
Temperatura de la capa subsuperficial del mar	0,1 °C

Notas:

- a Fuente: O'Carroll y otros (2008).
- b Fuente: estadísticas de vigilancia de boyas, Centro europeo de predicción meteorológica a medio plazo, enero de 2012.
- c En vista de la baja altura a la que está ubicado el sensor (aproximadamente 1 m sobre el nivel del mar), esas incertidumbres se aplican solo en situaciones de baja velocidad del viento y mar tranquilo.

## **ANEXO 4.A. CENTROS REGIONALES DE INSTRUMENTOS MARINOS DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL Y DE LA COMISIÓN OCEANOGRÁFICA INTERGUBERNAMENTAL**

1. Considerado la necesidad de obtener mediciones meteorológicas marinas y oceanográficas de alta calidad de todos los océanos del mundo para satisfacer las necesidades de los programas de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI) de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) y de programas copatrocinados, la necesidad en el ámbito regional de instalaciones para la calibración y el mantenimiento de instrumentos marinos y para el control del rendimiento de los instrumentos con el fin de lograr que las observaciones de los océanos y de sus metadatos asociados cumplan las normas de alto nivel para los instrumentos y métodos de observación, la necesidad de recopilar información sobre los métodos de medición para comprender los errores generados por cada tipo de instrumento y para elaborar métodos que permitan corregir esos errores a fin de producir y utilizar conjuntos de datos coherentes, se ha recomendado lo siguiente<sup>1</sup>:

Los Centros Regionales de Instrumentos Marinos (CRIM) deberían tener las capacidades siguientes para llevar a cabo sus correspondientes funciones:

### **Capacidades:**

- a) Un CRIM debe disponer de las instalaciones y los equipos de laboratorio pertinentes, o poder acceder a ellos, a fin de realizar las funciones necesarias para la calibración de instrumentos meteorológicos y de instrumentos oceanográficos conexos utilizados para satisfacer las necesidades comunes de los programas relativos al mar y de los programas copatrocinados de la OMM y de la COI de la UNESCO<sup>2</sup>.
- b) Un CRIM debe mantener un conjunto de instrumentos meteorológicos y oceanográficos patrón o sus referencias y establecer la trazabilidad de sus propios patrones de medición y de sus instrumentos de medición al Sistema Internacional de Unidades (SI).
- c) Un CRIM debe disponer de personal de gestión y técnico cualificado y con la experiencia necesaria para cumplir sus funciones.
- d) Un CRIM debe elaborar sus propios procedimientos técnicos para la calibración de instrumentos meteorológicos y oceanográficos conexos utilizando sus propios equipos de calibración.
- e) Un CRIM debe elaborar sus propios procedimientos de garantía de la calidad.
- f) Un CRIM debe organizar comparaciones entre laboratorios de los instrumentos y métodos de calibración patrón o participar en ellas.
- g) Un CRIM debe utilizar los recursos y las capacidades de su región de interés de conformidad con los intereses de la región, cuando proceda.
- h) Un CRIM debe aplicar, siempre que sea posible, las normas internacionales correspondientes a los laboratorios de calibración, tales como la ISO/IEC 17025.
- i) Una autoridad reconocida<sup>3</sup> debe evaluar al CRIM, por lo menos cada cinco años, para comprobar sus capacidades y desempeño.

<sup>1</sup> Por recomendación de la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina en su tercera reunión, celebrada en 2009.

<sup>2</sup> Fundamentalmente instrumentos geofísicos utilizados en el entorno de la superficie del mar o bajo la superficie.

<sup>3</sup> La CMOMM será el órgano que proponga formalmente los nuevos CRIM y las autoridades que realizarán las evaluaciones.



**Funciones correspondientes:**

- a) Un CRIM debe ayudar a los Miembros de la OMM y a los Estados Miembros de la COI de la UNESCO de su región en la calibración de sus patrones meteorológicos nacionales y de los instrumentos oceanográficos de control asociados, de conformidad con las capacidades del CRIM.
- b) Un CRIM debe organizar comparaciones de instrumentos regionales y/o en el marco de la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina (CMOMM), o participar en ellas, siguiendo las recomendaciones pertinentes de la CMOMM.
- c) Un CRIM debe aportar contribuciones positivas a los Miembros y los Estados Miembros en lo que se refiere a la calidad de las mediciones.
- d) Un CRIM debe responder a las consultas de los Miembros y los Estados Miembros sobre las prestaciones y el mantenimiento de los instrumentos y la disponibilidad de material de orientación correspondiente.
- e) Un CRIM debe participar o colaborar activamente en la organización de cursillos regionales sobre instrumentos y mediciones meteorológicos y oceanográficos asociados.
- f) Un CRIM debe cooperar con otros CRIM en la normalización de mediciones y de sensores meteorológicos y oceanográficos conexos.
- g) Un CRIM debe informar periódicamente a los Miembros y los Estados Miembros y, una vez al año, comunicar al Comité de gestión de la CMOMM los servicios ofrecidos a los Miembros y los Estados Miembros y las actividades realizadas. La CMOMM, a su vez, mantendrá informados a los respectivos Consejos Ejecutivos de la OMM y de la COI de la UNESCO sobre la situación y las actividades de los CRIM, y propondrá cambios cuando sea preciso.

2. El mecanismo para la designación formal de los CRIM por la OMM y la COI de la UNESCO entraña lo siguiente:

- a) La gobernanza para definir las funciones y la adopción de los CRIM será propuesta por la CMOMM y aprobada por los respectivos Consejos Ejecutivos de la OMM y de la COI de la UNESCO.
- b) Los candidatos a CRIM tendrán que presentar una declaración de conformidad y una lista de las capacidades del Centro propuesto, comunicar el conjunto de conocimientos técnicos que se ofrecen en relación con los instrumentos, comprometerse formalmente a albergar de forma voluntaria el Centro y demostrar su capacidad a la CMOMM.
- c) La CMOMM inicia el establecimiento de los CRIM, y la CMOMM y las Secretarías de la OMM y de la COI coordinan el proceso de designación de acuerdo con el procedimiento aprobado por la CMOMM y recogido en el informe técnico N° 53 de la CMOMM.
- d) Cuando se haya establecido más de un CRIM en una Región de la OMM y/o de la COI, debería haber coordinación entre los Centros.

## 3. Los centros siguientes se han designado como CRIM:

<i>Región</i>	<i>Centro</i>	<i>Situación</i>
Asia-Pacífico	Centro Nacional de Normas Oceánicas y Metrología	Tianjin (China)
América del Norte, América Central y el Caribe	Centro Nacional de Boyas de Acopio de Datos de Estados Unidos	Centro Espacial Stennis, Misisipi (Estados Unidos de América)

## **ANEXO 4.B. DESCRIPCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN PARA USO DE LOS OBSERVADORES DEL TIEMPO PRESENTE A BORDO DE BUQUES**

La precipitación se produce de un modo más o menos uniforme (intermitente o continua) o en forma de chubascos.

Toda precipitación que no sea en forma de chubascos debe calificarse de intermitente o continua.

La precipitación sin carácter de chubasco procede generalmente de nubes estratiformes (principalmente altostratos y nimbostratos). Los chubascos caen de las grandes nubes convectivas (usualmente cumulonimbos o cúmulos de desarrollo vertical moderado o grande), y se caracterizan en general por su brusco comienzo y final, y por variaciones en la intensidad de la precipitación. Las gotas y las partículas sólidas de los chubascos son en general mayores que las que se producen en la precipitación sin carácter de chubasco.

Las gotas de la precipitación pueden estar subfundidas (es decir, la temperatura de las gotas está por debajo de 0 °C). Al chocar con la superficie, las gotas de lluvia subfundidas forman una mezcla de agua y hielo con una temperatura próxima a 0 °C.

### *Formas de precipitación*

Las descripciones que siguen son compatibles con las definiciones dadas en el *Atlas Internacional de Nubes*, volumen I, parte III.2 (OMM, 1975):

*Llovizna*. Precipitación bastante uniforme en forma de gotas de agua muy pequeñas. El diámetro de las gotas es normalmente inferior a 0,5 mm. Las gotas casi parecen flotar, de modo que hacen visibles hasta los más leves movimientos del aire. La llovizna cae de una capa continua y bastante densa de nubes estratiformes, generalmente bajas, que a veces alcanzan la superficie (niebla). Para los efectos del cifrado, la llovizna debe clasificarse en débil, moderada o fuerte, que se definen como sigue:

- a) La *llovizna débil* se detecta fácilmente en la superficie de las ventanas de la timonera, del puente de mando, pero apenas se observa acumulación en la cubierta, las partes techadas, etc.
- b) La *llovizna moderada* se traduce en hilos de agua que corren por las ventanas, las cubiertas y la superestructura.
- c) La *llovizna fuerte* presenta las características de la llovizna moderada y además reduce la visibilidad a menos de 1 000 m.

*Lluvia*. Precipitación de gotas de agua que caen de una nube. El diámetro y la concentración de las gotas de lluvia varían considerablemente según la intensidad de la precipitación y especialmente según su índole (lluvia continua, chubascos de lluvia, aguaceros, etc.). La lluvia continua procede generalmente de una capa, o varias capas, más o menos uniformes de nubes estratiformes. Para los efectos del cifrado, la lluvia debe clasificarse en débil, moderada o fuerte. Estos términos se definen como sigue:

- a) La *lluvia débil* puede consistir en grandes gotas dispersas o en numerosas gotitas; la rapidez de su acumulación en la cubierta es reducida y los charcos se forman muy lentamente.
- b) La *lluvia moderada* no permite apreciar claramente las gotas aisladas; se pueden observar raciones de lluvia, los charcos se forman rápidamente y los ruidos sobre las partes techadas varían entre un silbido y un estruendo suave.
- c) La *lluvia fuerte* es un aguacero que produce un estruendo en las toldillas y superficies de la cubierta y forma una salpicadura nebulosa de finas gotitas al chocar contra las superficies de la cubierta.

*Nieve.* Precipitación de cristales de hielo, por separado o aglomerados, que caen de una nube. La forma, el tamaño y la concentración de los cristales de nieve varían considerablemente según las condiciones existentes en el momento de la nevada. La intensidad se cifra como débil, moderada o fuerte.

*Chubascos.* Se caracterizan por su brusco comienzo y final, y por las variaciones de la intensidad de la precipitación, generalmente rápidas y a veces violentas. Las gotas y las partículas sólidas que caen en un chubasco son generalmente mayores que las observadas en otros tipos de precipitación. Que la precipitación (lluvia o nieve) se produzca en forma de chubascos o no, depende de las nubes que la originan. Los chubascos proceden de grandes nubes convectivas y se definen como sigue:

- a) A efectos del cifrado, los *chubascos de lluvia y nieve* deben clasificarse atendiendo a su intensidad en débiles, moderados o fuertes. La descripción es la misma que para lluvia o nieve débil, moderada o fuerte; cabe recordar, sin embargo, que la visibilidad para condiciones meteorológicas de chubascos experimenta una variabilidad mucho mayor que para la misma categoría de lluvia continua.
- b) Los *chubascos violentos* son chubascos de lluvia excepcionalmente intensos o torrenciales que se producen principalmente en las regiones tropicales.

*Nieve granulada.* Precipitación de partículas de hielo blancas y opacas que caen de una nube. Esas partículas son generalmente cónicas o redondeadas y su diámetro puede alcanzar 5 mm. Esos gránulos, con una estructura semejante a la de la nieve, son frágiles y fáciles de aplastar; cuando caen sobre una superficie dura rebotan y suelen romperse. En la mayoría de los casos, la nieve granulada cae en forma de chubascos, casi siempre acompañada de copos de nieve, cuando las temperaturas cerca de la superficie rondan alrededor de 0 °C. A los fines del registro, la intensidad de la nieve granulada, cuando se produce aisladamente, se determina atendiendo a la visibilidad, al igual que en el caso de la nieve.

*Granizo.* Precipitación de partículas de hielo (pedriscos) transparentes, parcial o completamente opacas, en general esféricas, cónicas o de forma irregular y de diámetro entre 5 y 50 mm (las partículas de menor tamaño del mismo origen pueden clasificarse como granizo pequeño o como hielo granulado), que caen separadas o aglomeradas irregularmente. El granizo siempre se produce en forma de chubascos y, por lo general, se observa durante las tormentas intensas. Para los efectos del cifrado, el granizo debe clasificarse en débil, moderado o fuerte. La intensidad se determina por la rapidez de acumulación de pedriscos, como sigue:

- a) *granizo débil:* caen pocos pedriscos y no hay acumulación apreciable en las superficies planas;
- b) *granizo moderado:* acumulación lenta de pedriscos donde la granizada es suficiente como para que se forme una capa blanca sobre las cubiertas;
- c) *granizo fuerte:* acumulación rápida de pedriscos que sucede con poca frecuencia en las latitudes templadas en el mar.

*Granizo pequeño.* Precipitación de partículas translúcidas de hielo que caen de una nube. Esas partículas son casi siempre esféricas y a veces tienen puntas cónicas. Su diámetro puede alcanzar y hasta exceder los 5 mm. Generalmente el granizo pequeño no es fácil de romper y cuando cae sobre una superficie dura rebota produciendo un sonido audible. Los chubascos van acompañados siempre de granizo pequeño. Para los efectos del cifrado, el granizo pequeño debe clasificarse en débil, moderado o fuerte. La intensidad se determina observando la rapidez de acumulación, como en el caso del granizo.

*Hielo granulado.* Precipitación de partículas transparentes de hielo que caen de una nube. Esas partículas son generalmente esféricas o irregulares y, en muy raras ocasiones, cónicas. Su diámetro es inferior a 5 mm. Por lo general, los granos de hielo no son fáciles de quebrar y,

cuando caen sobre una superficie dura, rebotan produciendo un sonido audible. La precipitación en forma de hielo granulado procede generalmente de altostratos o nimbostratos. La intensidad del hielo granulado se determina de la misma forma que para el granizo.

*Cinarra.* Precipitación de partículas blancas opacas muy pequeñas que caen de una nube. Esas partículas son claramente aplanadas o alargadas; su diámetro es casi siempre inferior a 1 mm. Cuando los gránulos golpean una superficie dura no rebotan. Por lo general, caen en pequeñas cantidades y provienen sobre todo de estratos o de niebla, y nunca en forma de chubasco. Esta precipitación corresponde, por así decirlo, a la llovizna, y se produce cuando la temperatura está entre unos 0 °C y -10 °C. Como no hay más que una sola especificación de la clave referente a la cinarra, no es necesario clasificar su intensidad.

---

## **ANEXO 4.C. PROCEDIMIENTOS RECOMENDADOS PARA LA NOTIFICACIÓN DEL MAR DE FONDO POR BUQUES QUE TRANSMITEN INFORMACIÓN MANUALMENTE**

A continuación se exponen los procedimientos recomendados para la notificación del mar de fondo por buques que transmiten información manualmente, acordados en la quinta reunión del Equipo de observaciones realizadas desde buques, celebrada en 2009 (OMM/COI, 2009b), y aplicados con la aprobación del Equipo de expertos sobre climatología marina (OMM/COI, 2010):

- a) Cuando no se haya determinado el mar de fondo, es decir, cuando no se haya intentado realizar la observación, se omitirán los grupos de mar de fondo de la observación.
  - b) Cuando no se observe mar de fondo en razón de un mar en calma, la dirección del mar de fondo principal y del mar de fondo secundario se notificará como "en calma". Se podrán omitir el período y la altura del mar de fondo principal y secundario, ya que si se notifica mar en calma, puede deducirse que estos parámetros también serán calmos, en cuyo caso no proporcionarían información adicional.
  - c) Cuando la dirección del mar de fondo es indeterminada, se notificará un mar de fondo confuso, y cuando el período y la altura del mar de fondo son también poco claros, ello se hará constar en la observación. El período y la altura del mar de fondo secundario pueden omitirse.
  - d) Cuando el mar de fondo es confuso, pero pueden estimarse el período y la altura, se notificará la dirección del mar de fondo como "confusa", y se indicarán en el informe el período y la altura del mar de fondo principal. El período y la altura del mar de fondo secundario pueden omitirse.
  - e) Cuando solo se observa un mar de fondo, se comunicarán su dirección, período y altura. El período y la altura del mar de fondo secundario pueden omitirse.
  - f) Cuando se observan dos mares de fondo, se incluirá en la observación tanto la dirección como el período y la altura de cada uno de ellos.
-

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Barton, I. J., P. J. Minnett, K. A. Maillet, C. J. Donlon, S. J. Hook, A. T. Jessup y T. J. Nightingale, 2004: "The Miami 2001 infrared radiometer calibration and intercomparison. Part II: shipboard results", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 21, núm. 2, págs. 268 a 283.
- Bourras, D., 2006: "Comparison of five satellite-derived latent heat flux products to moored buoy data", en *Journal of Climate*, vol. 19, núm. 24, págs. 6291 a 6313.
- Bowditch, N., 2002: *The American Practical Navigator: An Epitome of Navigation*. Edición del bicentenario de 2002, publicación. núm. 9 del NIMA, Organismo Nacional de Imágenes y Cartografía de Estados Unidos de América, Bethesda.
- Bradley, F. y C. Fairall, 2006: *A Guide to Making Climate Quality Meteorological and Flux Measurements at Sea*. Memorando técnico OAR PSD-311 de la NOAA, NOAA/ESRL/PSD, Boulder, Colorado.
- Centro Nacional de Boyas de Acopio de Datos de Estados Unidos, 2003: *Non-directional and Directional Wave Data Analysis Procedures*. Documento técnico 03-01 del NDBC, Centro Nacional de Boyas de Acopio de Datos, Centro Espacial Stennis, Misisipi (puede consultarse en: <http://www.ndbc.noaa.gov/wavemeas.pdf>).
- , 2009: *Handbook of Automated Data Quality Control Checks and Procedures*. Documento técnico 09-02 del NDBC, Centro Nacional de Boyas de Acopio de Datos, Centro Espacial Stennis, Misisipi (puede consultarse en: <http://www.ndbc.noaa.gov/NDBCHandbookofAutomatedDataQualityControl2009.pdf>).
- Dohan, K., F. Bonjean, L. Centurioni, M. Cronin, G. Lagerloef, D. -K. Lee, R. Lumpkin, N. Maximenko, P. Niiler y H. Uchida, 2010: "Measuring the global ocean surface circulation with satellite and in situ observations", en *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)* (J. Hall, D. E. Harrison y D. Stammer, eds.) (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.
- Donlon, C., I. S. Robinson, W. Wimmer, G. Fisher, M. Reynolds, R. Edwards y T. J. Nightingale, 2008: "An infrared sea surface temperature autonomous radiometer (ISAR) for deployment aboard Volunteer Observing Ships (VOS)", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 25, núm. 1, págs. 93 a 113.
- Fairall, C. W., A. B. White, J. B. Edson y J. E. Hare, 1997: "Integrated shipboard measurements of the marine boundary layer", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 14, núm. 3, págs. 338 a 359.
- Freeland, H., D. Roemmich, S. Garzoli, P. -Y. Le Traon, M. Ravichandran, S. Riser, V. Thierry, S. Wijffels, M. Belbéoch, J. Gould, F. Grant, M. Ignazewski, B. King, B. Klein, K. Mork, B. Owens, S. Pouliquen, A. Sterl, T. Suga, M. Suk, P. Sutton, A. Troisi, P. Vélez-Belchi y J. Xu, 2010: "Argo – A decade of progress", en *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)* (J. Hall, D. E. Harrison y D. Stammer, eds.) (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.
- Frigaard, P. B., J. Helm-Petersen, G. Klopman, C. T. Standsberg, M. Benoit, M. J. Briggs, M. Miles, J. Santas, H. A. Schäffer y P. J. Hawkes, 1997: "IAHR list of sea parameters", en *Proceedings of the Twenty-seventh IAHR Congress* (San Francisco, 10 a 15 de agosto de 1997).
- Goni, G., D. Roemmich, R. Molinari, G. Meyers, C. Sun, T. Boyer, M. Baringer, V. Gouretski, P. Di Nezio, F. Reseghetti, G. Vissa, S. Swart, R. Keeley, S. Garzoli, T. Rossby, C. Maes y G. Reverdin, 2010: "The Ship of Opportunity Program", en *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)* (J. Hall, D. E. Harrison y D. Stammer, eds.) (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.
- Hall, J., D. E. Harrison y D. Stammer (eds.), 2010: *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society* (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.
- Hasse, L., M. Grossklau, K. Uhlig y P. Timm, 1998: "A ship rain gauge for use in high wind speeds", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 15, núm. 2, págs. 380 a 386.
- Ingleby, B., 2010: "Factors affecting ship and buoy data quality: A data assimilation perspective", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 27, págs. 1476 a 1489.
- Keeley, R., M. Pazos y B. Bradshaw, 2010: "Data management system for surface drifters", en *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)* (J. Hall, D. E. Harrison y D. Stammer, eds.) (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.



- Kennedy, J. J., R. O. Smith y N. A. Rayner, 2012: "Using AATSR data to assess the quality of in situ sea-surface temperature observations for climate studies", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 116, págs. 79 a 92.
- Kent, E. C., G. Ball, D. Berry, J. Fletcher, A. Hall, S. North y S. Woodruff, 2010: "The Voluntary Observing Ship (VOS) Scheme", en *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)* (J. Hall, D. E. Harrison y D. Stammer, eds.) (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.
- Kent, E. C. y D. I. Berry, 2005: "Quantifying Random measurement errors in Voluntary Observing Ships' meteorological observations", en *Advances in the Applications of Marine climatology: The Dynamic Part of the WMO Guide to the Applications of Marine Climatology*. JCOMM TR No. 13, REV. 1 (WMO/TD-No. 1081). John Wiley & Sons (puede consultarse en: [http://www.wmo.int/pages/prog/amp/mmop/jcomm\\_reports.html](http://www.wmo.int/pages/prog/amp/mmop/jcomm_reports.html)).
- Kent, E. C. y P. K. Taylor, 2006: "Toward estimating climatic trends in SST, Part I: methods of measurement", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 23, núm. 3, págs. 464 a 475.
- Kent, E. C., P. K. Taylor, B. S. Truscott y J. S. Hopkins, 1993: "The accuracy of Voluntary Observing Ships' meteorological observations – Results of the VSOP-NA", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 10, núm. 4, págs. 591 a 608.
- Kent, E. C., S. D. Woodruff y D. I. Berry, 2007: "Metadata from WMO publication no. 47 and an assessment of Voluntary Observing Ship observation heights in ICOADS", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 24, núm. 2, págs. 214 a 234.
- Liu, W. T., K. B. Katsaros y J. A. Businger, 1979: "Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface", en *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 36, págs. 1722 a 1735.
- McPhaden, M. J., K. Ando, B. Bourlès, H. P. Freitag, R. Lumpkin, Y. Masumoto, V. S. N. Murty, P. Nobre, M. Ravichandran, J. Vialard, D. Vousden y W. Yu, 2010: "The Global Tropical Moored Buoy Array", en *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)* (J. Hall, D. E. Harrison y D. Stammer, eds.) (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.
- Meldrum, D., E. Charpentier, M. Fedak, B. Lee, R. Lumpkin, P. Niiler y H. Viola, 2010: "Data buoy observations: the status quo and anticipated developments over the next decade", en *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)* (J. Hall, D. E. Harrison y D. Stammer, eds.) (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.
- Merrifield, M., T. Aarup, A. Allen, A. Aman, P. Caldwell, E. Bradshaw, R. M. S. Fernandes, H. Hayashibara, F. Hernandez, B. Kilonsky, B. Martin Miguez, G. Mitchum, B. Pérez Gómez, L. Rickards, D. Rosen, T. Schöne, M. Szabados, L. Testut, P. Woodworth, G. Wöppelmann y J. Zavala, 2010: "The Global Sea Level Observing System (GLOSS)", en *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)* (J. Hall, D. E. Harrison y D. Stammer, eds.) (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.
- Moat, B. I., M. J. Yelland y A. F. Molland, 2006: "Quantifying the airflow distortion over merchant ships, part II: application of the model results", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 23, núm. 3, págs. 351 a 360.
- Moat, B. I., M. J. Yelland, R. W. Pascal y A. F. Molland, 2005: "An overview of the airflow distortion at anemometer sites on ships", en *International Journal of Climatology*, vol. 25, núm. 7, págs. 997 a 1006.
- O'Carroll, A. G., J. R. Eyre y R. W. Saunders, 2008: "Three-way error analysis between AATSR, AMSR-E, and in situ sea surface temperature observations", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 25, núm. 7, págs. 1197 a 1207.
- Oficina Meteorológica de Reino Unido, 1995: *Marine Observers Handbook*. Decimoprimer edición, Oficina Meteorológica de Reino Unido, núm. 1016, Londres.
- Organización Meteorológica Internacional – Comité Meteorológico Internacional, 1947: *Procès-Verbaux de la Session de Paris, 1946*. Publicación núm. 55, págs. 105 y 106, Lausana, La Concorde.
- Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura, 1988: *Guía de utilización de boyas a la deriva para acopio e intercambio de datos oceanográficos*. Manuales y Guías núm. 20 de la OMM/COI.
- Organización Meteorológica Mundial, 1955-: *International List of Selected, Supplementary and Auxiliary Ships* (WMO-No. 47). Ginebra. (Publicación en serie; recientemente anual. Las ediciones anteriores a 1966 se titulaban *International List of Selected and Supplementary Ships*; las futuras ediciones llevarán como título *International List of Selected, VOSCLim, Supplementary and Auxiliary Ships*) (puede consultarse en: <http://www.wmo.int/pages/prog/www/ois/pub47/pub47-home.htm>).

- , 1962: *Precipitation Measurements at Sea*. Technical Note No. 47 (WMO-No. 124, TP. 55). Ginebra.
- , 1970: *Nomenclatura de la OMM del hielo marino* (OMM-N° 259, TP. 145), volúmenes I y III. Ginebra.
- , 1972: *Comparative Sea-surface Temperature Measurements* (R.W. James and P.T. Fox). Report on Marine Science Affairs No. 5 (WMO-No. 336). Ginebra.
- , 1974: *The Meteorological Aspects of Ice Accretion on Ships* (H.C. Shellard). Report on Marine Science Affairs No. 10 (WMO-No. 397). Ginebra.
- , 1975: *Atlas Internacional de Nubes: Manual de observación de nubes y otros meteoros* (OMM-N° 407), volumen I. Ginebra.
- , 1981: *Precipitation Measurement at Sea* (G. Olbrück). Informe N° 1 sobre actividades de meteorología marina y asuntos oceánicos. Ginebra.
- , 1987: *International Cloud Atlas* (WMO-No. 407), volumen II. Ginebra.
- , 1989: *Wind Measurements Reduction to a Standard Level* (R.J. Shearman and A.A. Zelenko). Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 22 (WMO/TD-No. 311). Ginebra.
- , 1991a: *Compendium of Lecture Notes in Marine Meteorology for Class III and Class IV Personnel* (J.M. Walker) (WMO-No. 434). Ginebra.
- , 1991b: *The Accuracy of Ship's Meteorological Observations: Results of the VSOP-NA* (E.C. Kent, B.S. Truscott, P.K. Taylor and J.S. Hopkins). Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 26 (WMO/TD-No. 455). Ginebra.
- , 1998: *Guía para el análisis y pronóstico de las olas* (OMM-N° 702). Ginebra.
- , 1999: "The accuracy of meteorological observations from Voluntary Observing Ships: Present status and future requirements" (P. K. Taylor y E. C. Kent), en *Final Report of the First Session of the Commission for Marine Meteorology Working Group on Marine Observing Systems Subgroup on Voluntary Observing Ships* (Atenas, 1999). WMO TC CMM 1999 (puede consultarse en: <http://eprints.soton.ac.uk/347754/>).
- , 2001: *Guía de los servicios meteorológicos marinos* (OMM-N° 471). Ginebra.
- , 2010: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544), volumen I. Ginebra.
- , 2011a: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544), volumen II. Ginebra.
- , 2011b: *Manual de claves* (OMM-N° 306), volumen I.1. Ginebra.
- , 2011c: *Manual de claves* (OMM-N° 306), volumen I.2. Ginebra
- Organización Meteorológica Mundial/Comisión Oceanográfica Intergubernamental, 1995: *Guide to Data Collection and Location Services using Service Argos*. Documento técnico núm. 3 del Grupo de cooperación sobre boyas de acopio de datos, Ginebra y París.
- , 1996: *Guide to Moored Buoys and Other Ocean Data Acquisition Systems* (E. A. Meindl). Documento técnico núm. 8 del Grupo de cooperación sobre boyas de acopio de datos, Ginebra y París.
- , 2003a: "Improving global flux climatology: the role of metadata" (E. C. Kent, P. K. Taylor y S. A. Josey), en *Advances in the Applications of Marine Climatology – The Dynamic Part of the WMO Guide to the Applications of Marine Meteorology* (WMO/TD-No. 1081). Ginebra y París.
- , 2003b: "The accuracy of marine surface winds from ships and buoys" (P. K. Taylor, E. C. Kent, M. J. Yelland y B. I. Moat), en *Advances in the Applications of Marine Climatology – The Dynamic Part of the WMO Guide to the Applications of Marine Meteorology* (WMO/TD-No. 1081). Ginebra y París.
- , 2003c: "Establishing more truth in true winds" (S. R. Smith, M. A. Bourassa y R. J. Sharp), en *Advances in the Applications of Marine Climatology – The Dynamic Part of the WMO Guide to the Applications of Marine Meteorology* (WMO/TD-No. 1081). Ginebra y París.
- , 2004a: *Data Buoy Cooperation Panel: Annual Report for 2003*. Documento técnico núm. 25 del Grupo de cooperación sobre boyas de acopio de datos, Ginebra y París (puede consultarse en: <http://www.jcommops.org/dbcp/doc/dbcp-25/DBCP25.pdf>).
- , 2004b: *Research, Applications and Developments involving Data Buoys*. Presentaciones del Taller técnico del Grupo de cooperación sobre boyas de acopio de datos (Angra Dos Reis, Brasil, octubre de 2003). Documento técnico núm. 24 del Grupo de cooperación sobre boyas de acopio de datos, Ginebra y París.
- , 2009a: *Global Drifter Programme Barometer Drifter Design Reference* (A. L. Sybrandy, P. P. Niiler, C. Martin, W. Scuba, E. Charpentier y D. T. Meldrum). Informe núm. 4 del Grupo de cooperación sobre boyas de acopio de datos, revisión 2.2, Ginebra y París (puede consultarse en [http://www.jcommops.org/doc/DBCP/SVPB\\_design\\_manual.pdf](http://www.jcommops.org/doc/DBCP/SVPB_design_manual.pdf)).
- , 2009b: *Final Report of the Fifth Session of the JCOMM Ship Observations Team* (Ginebra, 18 a 22 de mayo de 2009). Informe N° 63 de la reunion de la CMOMM (puede consultarse en: [http://www.jcomm.info/index.php?option=com\\_oe&task=viewDocumentRecord&docID=3830](http://www.jcomm.info/index.php?option=com_oe&task=viewDocumentRecord&docID=3830)).

- , 2010: *Final Report of the Third Session of the JCOMM Expert Team on Marine Climatology* (Melbourne, Australia, 8 a 12 de febrero de 2010). Informe N° 70 de la reunión de la CMOMM (puede consultarse en: [http://www.jcomm.info/index.php?option=com\\_oe&task=viewDocumentRecord&docID=4950](http://www.jcomm.info/index.php?option=com_oe&task=viewDocumentRecord&docID=4950)).
- Send, U., R. A. Weller, D. Wallace, F. Chávez, R. Lampitt, T. Dickey, M. Honda, K. Nittis, R. Lukas, M. McPhaden y R. Feely, 2010: "OceanSITES", en *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)* (J. Hall, D. E. Harrison y D. Stammer, eds.) (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.
- Servicio Meteorológico de Estados Unidos, 1963: *Manual of Barometry (WBAN)*, volumen 1. Primera edición, Editorial del Gobierno de Estados Unidos, Washington D. C. (puede consultarse en: <http://babel.hathitrust.org/cgi/pt?id=uc1.31822010663441;seq=7;view=1up;num=i>).
- Smith, S. R., M. A. Bourassa, E. F. Bradley, C. Cosca, C. W. Fairall, G. J. Goni, J. T. Gunn, M. Hoo, D. L. Jackson, E. C. Kent, G. Lagerloef, P. McGillivray, L. Petit de la Villéon, R. T. Pinker, E. Schulz, J. Sprintall, D. Stammer, A. Weill, G. A. Wick y M. J. Yelland, 2010: "Automated underway oceanic and atmospheric measurements from ships", en *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)* (J. Hall, D. E. Harrison and D. Stammer, eds.) (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.
- Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, 2000: *Glossary of Meteorology*. Segunda edición, Sociedad Meteorológica de Estados Unidos (puede consultarse en: [http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main\\_Page](http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main_Page)).
- Swail, V., R. E. Jensen, B. Lee, J. Turton, J. Thomas, S. Gulev, M. Yelland, P. Etala, D. Meldrum, W. Birkemeier, W. Burnett y G. Warren, 2010a: "Wave measurement needs and developments for the next decade", en *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)* (J. Hall, D. E. Harrison y D. Stammer, eds.) (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.
- Swail, V., B. Lee, A. Soares, D. Resio, K. Horsburgh, T. Murty, S. Dube, M. Entel y J. Flowerdew, 2010b: "Storm Surge", en *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)* (J. Hall, D. E. Harrison y D. Stammer, eds.) (Venecia, 21 a 25 de septiembre de 2009). Publicación WPP-306 de la AEE.
- Weller, R. A., E. F. Bradley, J. B. Edson, C. W. Fairall, I. Brooks, M. J. Yelland y P. W. Pascal, 2008: "Sensors for physical fluxes at the sea surface: energy, heat, water, salt", en *Ocean Science*, vol. 4, núm. 4, págs. 247 a 263.
- Wilkerson, J. C. y M. D. Earle, 1990: "A study of differences between environmental reports by ships in the voluntary observing program and measurements from NOAA buoys", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, núm. C3, págs. 3373 a 3385.
- Yelland, M. J., B. I. Moat y P. K. Taylor, 2001: "Air flow distortion over merchant ships", en *Progress Report to the Atmospheric Environment Service, Canadá* (puede consultarse en: <http://eprints.soton.ac.uk/67256>).
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 5. TÉCNICAS ESPECIALES DE PERFILADO DE LA CAPA LÍMITE Y LA TROPOSFERA. ....	704
5.1 Generalidades .....	704
5.2 Técnicas de teledetección de superficie .....	704
5.2.1 Sondeadores acústicos (sodares) .....	704
5.2.2 Radares perfiladores del viento .....	706
5.2.3 Sistemas de sondeo radioacústico. ....	707
5.2.4 Radiómetros de microondas .....	708
5.2.5 Radares láser (lidares). ....	710
5.2.6 Sistema mundial de navegación por satélite .....	711
5.2.6.1 Descripción del Sistema mundial de navegación por satélite .....	712
5.2.6.2 Señal troposférica del Sistema mundial de navegación por satélite ..	712
5.2.6.3 Vapor de agua integrado .....	713
5.2.6.4 Incertidumbres de medición .....	714
5.3 Mediciones <i>in situ</i> . ....	714
5.3.1 Seguimiento con globos. ....	714
5.3.2 Radiosondas en la capa límite .....	714
5.3.3 Torres y mástiles con instrumentos .....	715
5.3.4 Globos cautivos con instrumentos .....	716
ANEXO. TELEDETECCIÓN EN SUPERFICIE DEL VIENTO MEDIANTE LIDAR DOPPLER DE IMPULSOS HETERODINO .....	719
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	758

## **CAPÍTULO 5. TÉCNICAS ESPECIALES DE PERFILADO DE LA CAPA LÍMITE Y LA TROPOSFERA**

### **5.1 GENERALIDADES**

Se han desarrollado técnicas especiales de perfilado para obtener datos a la elevada resolución temporal y espacial que exigen los análisis, las predicciones y las investigaciones en escalas meteorológicas más pequeñas y para diversas aplicaciones especiales. En este capítulo se hace una descripción general de los sistemas de superficie actuales que pueden utilizarse con tales fines. Se divide en dos partes principales: técnicas de teledetección y técnicas de medición directa *in situ*. Algunas de esas técnicas pueden utilizarse para mediciones en toda la troposfera y otras se emplean en la troposfera inferior, particularmente en la capa límite planetaria.

Las técnicas de teledetección se basan en la interacción de la energía electromagnética o acústica con la atmósfera. El instrumento de medición y la variable que debe medirse se encuentran espacialmente separados, al contrario de lo que ocurre en la detección sobre el terreno (*in situ*). Para las aplicaciones atmosféricas, la técnica puede dividirse en técnicas pasivas y activas. En las técnicas pasivas se utiliza la radiación de origen natural en la atmósfera (radiómetros de microondas). Los sistemas activos (sodares, perfiladores del viento, sistemas de sondeo radioacústico (RASS) y lidares) se caracterizan por la inyección en la atmósfera de una radiación artificial específica. Estas técnicas de perfilado de superficie se describen en la sección 5.2. En el capítulo 7 de la parte II y en la parte III se examinan otras técnicas de teledetección relacionadas con el presente capítulo.

En la sección 5.3 se describen técnicas *in situ* con instrumentos situados en diversas plataformas para obtener directamente medidas en la capa límite (globos, radiosondas de capa límite, torres y mástiles dotados de instrumentos, y globos cautivos con instrumentos). En los capítulos 12 y 13 de la parte I se describen las técnicas más utilizadas en las que se emplean globos para obtener mediciones del perfil.

Abunda la literatura sobre técnicas de perfilado. Para las consideraciones generales y las comparaciones, véanse Derr (1972), OMM (1980), Martner y otros (1993) y el número especial del *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* (volumen 11, número 1, 1994; véase <http://journals.ametsoc.org/toc/atot/11/1>).

### **5.2 TÉCNICAS DE TELEDETECCIÓN DE SUPERFICIE**

#### **5.2.1 Sondeadores acústicos (sodares)**

Los sodares (del inglés SOund Detection And Ranging, detección y localización sónica) se basan en el principio de la dispersión de ondas acústicas por la atmósfera. Según la teoría de la dispersión del sonido, un pulso sónico emitido en la atmósfera se dispersa debido a las variaciones del índice de refracción causadas por fluctuaciones turbulentas de temperatura y velocidad en pequeña escala, que se producen de forma natural en el aire y que están asociadas sobre todo a los fuertes gradientes de temperatura y humedad presentes en las inversiones. En el caso de la retrodispersión (180°), solo las fluctuaciones de temperatura a una escala de la mitad de la longitud de onda acústica de transmisión determinan el retorno del eco, en tanto que en las otras direcciones ese retorno se debe a las fluctuaciones de temperatura y velocidad, salvo para ángulos de 90°, en que no hay dispersión.

Entre las referencias útiles para el sondeo acústico figuran Brown y Hall (1978), Neff y Coulter (1986), Gaynor y otros (1990) y Singal (1990).

Si bien se han desarrollado varios tipos diferentes de sondeadores acústicos, los dos tipos más comunes considerados para uso operativo son el sodar monoestático y el sodar Doppler monoestático.

El sodar monoestático consiste en una fuente acústica de pulsos orientada verticalmente y un receptor adyacente. Una pequeña parte de cada pulso sónico se retrodispersa hasta el receptor mediante las fluctuaciones térmicas que se producen naturalmente en el aire. El receptor mide la intensidad del sonido devuelto. Al igual que en un radar convencional, el tiempo transcurrido entre el momento en que se transmite y recibe un eco indica la distancia hasta el objetivo. En un sodar biestático, el receptor está situado a cierta distancia de la fuente sónica para recibir señales causadas por las fluctuaciones de velocidad.

Además de medir la intensidad de la señal de retorno, un sodar Doppler monoestático analiza también el espectro de frecuencia de las señales transmitidas y recibidas para determinar el desplazamiento de frecuencia Doppler entre el sonido transmitido y retrodispersado. Esta diferencia se debe al movimiento de las fluctuaciones de temperatura con el aire, y proporciona una medida de la velocidad radial del aire. El sodar Doppler utiliza normalmente tres haces: uno dirigido verticalmente y dos inclinados respecto de la vertical para determinar las componentes del viento en tres direcciones. Sobre la base de esas componentes se calculan los vientos verticales y horizontales. El vector viento puede mostrarse en un diagrama de tiempo-altura a intervalos de unos 30 a 50 m.

La altura máxima que pueden alcanzar los sondeadores acústicos depende de los parámetros del sistema, pero varía también en función de las condiciones atmosféricas. Los sistemas económicos pueden alcanzar generalmente alturas de 600 m o más, con resoluciones de altura de unas decenas de metros.

Un sodar podría tener las siguientes características:

<b>Parámetro</b>	<b>Valor típico</b>
Frecuencia de los pulsos	1 500 Hz
Duración de los pulsos	0,05-0,2 s
Período de repetición de los pulsos	2-5 s
Abertura del haz	15°
Potencia acústica	100 W

Los sodares monoestáticos producen normalmente un registro tiempo-altura de la potencia de la señal del eco retrodispersado. Estos diagramas contienen numerosos detalles sobre la estructura interna de la capa límite, y pueden utilizarse, en principio, para controlar las alturas de inversión, la profundidad de la capa de mezcla, los cambios de estabilidad en los límites y el espesor de la niebla. Ahora bien, para interpretar correctamente los diagramas hay que tener considerables conocimientos y aptitudes, y disponer preferentemente de información adicional de mediciones *in situ* y sobre la situación meteorológica general.

Los sistemas de sodares Doppler monoestáticos proporcionan mediciones de los perfiles del viento, así como información sobre la intensidad. Tales sistemas constituyen un método rentable para obtener vientos en la capa límite, y son particularmente apropiados para la vigilancia continua de inversiones y vientos cerca de plantas industriales, donde la contaminación puede plantear problemas.

La principal limitación de los sistemas de sodares, aparte de la limitada cobertura de alturas, es su sensibilidad al ruido interferente. Esto puede deberse al tráfico, a precipitaciones o a fuertes vientos. Tal limitación impide que pueda utilizarse como sistema válido en cualesquiera condiciones meteorológicas. Los sodares producen sonido, cuya naturaleza y nivel probablemente cause molestias en las proximidades, por lo que tal vez no puedan emplearse en entornos que en otras circunstancias resultarían adecuados.



Algunos sistemas se basan en espuma absorbente para reducir los efectos de las fuentes de ruido externas y las molestias para las personas. La espuma se deteriora con el tiempo, por lo que debe sustituirse periódicamente, previniendo así la degradación del rendimiento del instrumento.

### 5.2.2 Radares perfiladores del viento

Los perfiladores del viento son radares Doppler en ondas métricas (VHF) y decimétricas (UHF) para medir los perfiles del viento en todas las condiciones meteorológicas. Esos radares detectan señales retrodispersadas procedentes de irregularidades del índice de refracción radioeléctrica asociadas con remolinos turbulentos con escalas de media longitud de onda de radar (condición de Bragg). Como los remolinos turbulentos se desplazan con el viento medio, su velocidad de traslación proporciona una medida directa del vector viento medio. A diferencia de los radares meteorológicos tradicionales, pueden funcionar sin precipitación ni nubes. Los perfiladores miden habitualmente la velocidad radial del aire en tres o más direcciones —verticalmente y a 15° fuera de la vertical en dirección norte y este— y a partir de esas componentes determinan las componentes del viento horizontal y vertical. Los sistemas más sencillos solo pueden medir la velocidad radial en dos direcciones fuera de la vertical y, suponiendo que la velocidad del aire vertical sea insignificante, determinar la velocidad del viento horizontal. Las técnicas de medición con perfiladores del viento de cuatro haces son más prácticas que las de perfiladores de tres haces, ya que las mediciones no se verán afectadas de forma significativa por el viento vertical (Adachi y otros, 2005).

Para más detalles, véanse Gossard y Strauch (1983), Hogg y otros (1983), Weber y otros (1990), Weber y Wuertz (1990) y OMM (1994).

En razón de la naturaleza del mecanismo de dispersión, los radares perfiladores del viento han de funcionar entre 40 y 1 300 MHz. En frecuencias superiores a 1 300 MHz el rendimiento disminuye considerablemente. La cobertura en altitud y la resolución requeridas influyen en la elección de la frecuencia de operación. En la práctica, se fabrican sistemas para tres bandas de frecuencias (en torno a 50 MHz, 400 MHz y 1 000 MHz), y los sistemas funcionan en modo bajo (pulso más corto: menor altitud) y en modo alto (pulso más largo: mayor altitud) con cambios en el alcance vertical de la resolución. Las características típicas se resumen en el cuadro a continuación.

<i>Parámetro perfilador</i>	<i>Estratosfera</i>	<i>Troposfera</i>	<i>Troposfera inferior</i>	<i>Capa límite</i>
Frecuencia (MHz)	50	400	400	1 000
Potencia de pico (kW)	500	40	2	1
Intervalo de alturas de medición (km)	3-30	1-16	0,6-5	0,3-2
Resolución vertical (m)	150	150	150	50-100
Tipo de antena	Red Yagi	Red Yagi o Coco	Red Yagi o Coco	Disco o red en fase
Tamaño de antena típica (m)	100×100	10×10	6×6	3×3
Efecto de lluvia o nieve	Pequeño	Pequeño con lluvia débil	Pequeño con lluvia débil	Grande

Los perfiladores pueden funcionar sin asistencia alguna y hacer mediciones continuas del viento casi directamente sobre el lugar. Estas características constituyen las principales ventajas de los perfiladores con respecto a sistemas de medición del viento que se basan en globos de seguimiento.

Todo perfilador del viento tiene distancias mínimas y máximas por debajo y por encima de las cuales no puede realizar mediciones. La distancia mínima depende de la longitud del pulso transmitido, del tiempo de recuperación del receptor de radar y también de la potencia de las señales de retorno a tierra recibidas de objetos cercanos. Por tanto, hay que elegir cuidadosamente el lugar en que se sitúan los perfiladores para minimizar las señales de retorno



terrestres. Pueden elegirse valles u hondonadas, de manera que el terreno sea únicamente visible a muy corta distancia. Estas consideraciones son sumamente importantes para los perfiladores estratosféricos. La magnitud de los efectos de ecos parásitos en el suelo sobre los radares de frecuencias más altas puede reducirse mediante una protección apropiada.

La señal recibida por perfiladores generalmente disminuye al aumentar la altura. Esto acaba limitando la altura a la que puede efectuar mediciones un perfilador. La distancia máxima depende de las características del radar, y crece con el producto de la potencia media del transmisor y la abertura de la antena, pero está sometida a un límite absoluto determinado por la frecuencia de radar utilizada. Estos factores sugieren que los grandes perfiladores estratosféricos de alta potencia son los que pueden efectuar mediciones a la mayor altura. Sin embargo, según el perfilador, la altura máxima varía considerablemente en función de las condiciones meteorológicas, y a veces puede haber lagunas de cobertura en alturas más bajas.

Como es importante hacer mediciones a la mayor altura posible, los perfiladores reúnen datos durante varios minutos, con el fin de integrar las señales débiles obtenidas. Normalmente, un perfilador puede tardar de 6 a 12 minutos en realizar las 3 series de observaciones requeridas para medir la velocidad del viento. En muchos sistemas se combina una serie de esas observaciones para dar una medición cada hora.

Como los perfiladores son sensibles a las señales de retorno muy débiles debido a la heterogeneidad de la atmósfera, también pueden detectar señales procedentes de aeronaves, pájaros e insectos. En general, esas señales "confunden" a los perfiladores y pueden dar como resultado vientos erróneos. En tales casos, se compararán o combinarán varias mediciones independientes, para dar una indicación de la coherencia de las mediciones o rechazar las mediciones espurias.

En las bandas de 1 000 y 400 MHz es probable que la precipitación ofrezca un objetivo mayor que las heterogeneidades del índice de refracción. En consecuencia, la velocidad vertical medida se pondera con la reflectividad, y no es útil desde el punto de vista operativo.

Los grandes perfiladores estratosféricos son costosos, requieren redes de antenas grandes, normalmente de 100 m por 100 m, y transmisores de potencia relativamente alta. En razón de su gran tamaño, tal vez sea difícil hallar lugares apropiados para emplazarlos, y su resolución en altura así como las alturas mínimas no son suficientemente buenas para ciertas aplicaciones. Presentan la ventaja de que pueden hacer rutinariamente mediciones del viento por encima de una altura de 20 km, y de que las mediciones solo resultan afectadas por las intensidades de lluvia más fuertes.

Los perfiladores troposféricos que operan en la banda de frecuencias comprendida entre 400 y 500 MHz probablemente sean los más apropiados para mediciones sinópticas y mesoescalares. Su tamaño es más bien reducido y no resultan muy afectados por la lluvia.

Los perfiladores de la capa límite son menos costosos y utilizan antenas pequeñas. La velocidad vertical no puede medirse con precipitación, pero las gotas de lluvia aumentan la sección equivalente de radar e incrementan realmente la distancia vertical útil para la medición del viento horizontal.

Los perfiladores son dispositivos activos, y la obtención de las licencias de frecuencias necesarias representa un serio problema en muchos países. Sin embargo, se está procurando lograr las asignaciones nacionales e internacionales de frecuencias para perfiladores.

### 5.2.3 **Sistemas de sondeo radioacústico**

Para medir el perfil de temperatura virtual en la troposfera inferior se utiliza un sistema de sondeo radioacústico (RASS). La técnica consiste en seguir un pulso acústico breve de gran intensidad que se transmite verticalmente a la atmósfera mediante un radar Doppler de microondas adyacente. La técnica de medición se basa en que las ondas acústicas son ondas longitudinales que crean variaciones de densidad del aire ambiente. Esas variaciones dan lugar

a variaciones correspondientes en el índice de refracción local de la atmósfera, lo que origina a su vez una retrodispersión de la energía electromagnética emitida por el radar Doppler de microondas al propagarse a lo largo del pulso acústico. El radar de microondas mide la velocidad de propagación de esas perturbaciones del índice de refracción al elevarse a la velocidad local del sonido. La longitud de onda acústica corresponde a media longitud de onda de la microonda (condición de Bragg), por lo que la energía retrodispersada desde varias ondas acústicas se agrega en el receptor en forma coherente, con lo que aumenta mucho la potencia de la señal de retorno. Midiendo la velocidad de propagación del pulso acústico puede calcularse la temperatura virtual, pues esta es proporcional al cuadrado de la velocidad de propagación del pulso menos la velocidad del aire vertical.

Existe gran cantidad de literatura sobre esta técnica, como May y otros (1990), Lataitis (1992a y 1992b) y Angevine y otros (1994).

Se han desarrollado diversas técnicas experimentales para barrer efectivamente la frecuencia acústica y obtener luego un perfil de temperatura virtual. Se han creado diversos RASS agregando una fuente acústica y un proceso apropiado a los radares perfiladores existentes del tipo mencionado. Para las frecuencias de radar de 50, 400 y 1 000 MHz se necesitan frecuencias acústicas de unos 110, 900 y 2 000 Hz. A 2 000 Hz la atenuación acústica limita generalmente la cobertura de altura a entre 1 y 2 km. A 900 Hz, los sistemas prácticos pueden alcanzar de 2 a 4 km. A 110 Hz, utilizando grandes perfiladores de 50 MHz, pueden lograrse en condiciones favorables alturas máximas de 4 a 8 km.

Las comparaciones efectuadas con radiosondas muestran que, en buenas condiciones, pueden medirse temperaturas virtuales con una incertidumbre del orden de 0,3 °C, con resoluciones de altura de 100 a 300 m. Sin embargo, las mediciones pueden resultar comprometidas en caso de vientos y precipitaciones fuertes.

La técnica RASS es un método prometedor para obtener perfiles de temperatura virtual, pero se requieren más investigaciones para poder utilizarlos con confianza en un intervalo de alturas y con una resolución e incertidumbre que respondan a las necesidades de los usuarios.

#### 5.2.4 Radiómetros de microondas

La radiación térmica procedente de la atmósfera en frecuencias de microondas tiene su origen fundamentalmente en el oxígeno molecular, el vapor del agua y el agua líquida, y depende de la temperatura y de la distribución espacial. En el caso de un gas como el oxígeno, cuya densidad en función de la altura es bien conocida, dada la presión en superficie, la radiación contiene esencialmente información sobre la temperatura de la atmósfera. Los perfiles de temperatura vertical de la atmósfera baja pueden obtenerse al medir con radiómetros de microondas pasivos de superficie la emisión térmica en microondas del oxígeno en una banda espectral próxima a los 60 GHz. Las mediciones espectrales en el extremo superior de 22 a 30 GHz de la banda de absorción del vapor de agua ensanchada por la presión, proporcionan información sobre la cantidad integrada de vapor de agua y de agua líquida, así como sobre la distribución vertical de vapor de agua. Además, las mediciones espectrales en ambas bandas, combinadas con las mediciones en el infrarrojo de la temperatura de la base de las nubes, proporcionan información sobre la cantidad integrada y la distribución vertical de agua líquida. Para más información, véanse Hogg y otros (1983), Westwater y otros (1990), Solheim y otros (1998), Ware y otros (2003) y Westwater y otros (2005).

Los radiómetros individuales para el sondeo radiométrico de temperatura en sentido descendente operan a diferentes frecuencias y son extremadamente sensibles a la temperatura en determinados intervalos de presión atmosférica. La sensibilidad en función de la presión sigue una curva en forma de campana (función de ponderación). Las frecuencias de los radiómetros se eligen de manera que los picos en las funciones de ponderación se extiendan en forma óptima sobre las alturas de interés. Los perfiles de la temperatura sobre la capa límite se calculan mediante técnicas de inversión numérica utilizando las radiaciones medidas y las funciones

de ponderación. La anchura de las curvas de la función de ponderación, y la radiación de la superficie terrestre, impiden obtener perfiles de temperatura exactos cerca de la superficie y en la capa límite cuando se utilizan sondeos radiométricos desde satélites.

Los principios de sondeo radiométrico de temperatura y humedad en sentido ascendente desde la superficie terrestre están bien establecidos. Las funciones de ponderación de la temperatura de los radiómetros perfiladores ascendentes tienen picos estrechos cerca de la superficie que disminuyen con la altura. Además, la sensibilidad a las emisiones de oxígeno y vapor de agua no se ve degradada por la radiación de la superficie terrestre. Ello permite recuperar, con una resolución relativamente alta, perfiles exactos de temperatura y humedad de la capa límite y de la troposfera inferior. Las técnicas de inversión de los radiómetros ascendentes se basan en la climatología de la temperatura y de la humedad para el lugar de que se trate, que normalmente se obtiene mediante sondeos con radiosonda. La configuración de barrido de los perfiladores de temperatura en microondas ofrece la resolución más alta en los primeros cientos de metros. En alturas superiores a 1 km, un sistema multicanal con ángulo fijo proporciona una respuesta mejor, pero con una resolución mucho más baja (Cadeddu y otros, 2002).

Los radiómetros de superficie y los de sondeo desde el espacio son sumamente complementarios. La medición desde el espacio proporciona una resolución temporal y espacial relativamente baja de la troposfera superior, y las mediciones de superficie facilitan una resolución temporal y espacial alta de la capa límite y de la troposfera inferior. Los perfiles recuperados de los radiómetros de superficie pueden integrarse en los modelos de predicción numérica del tiempo para mejorar los pronósticos a corto plazo (de 1 a 12 horas), aportando datos de altitud durante el intervalo que transcurre entre los sondeos de las radiosondas. Por otro lado, los datos brutos sobre la temperatura de luminancia obtenidos por los radiómetros terrestres pueden integrarse directamente en los modelos de predicción numérica del tiempo. Esta aproximación aporta mejores resultados pues evita los errores inherentes al proceso de recuperación de perfiles. Hace años se comprobó que un método similar, consistente en integrar directamente en los modelos meteorológicos los datos brutos de las radiancias que han sido obtenidos por los radiómetros satelitales, ofrece mejores resultados, por lo que actualmente este procedimiento se utiliza con frecuencia.

Las principales ventajas de los radiómetros de superficie radican en que pueden producir mediciones continuas en el tiempo y también medir el agua líquida en las nubes. Se pueden utilizar las mediciones continuas en altitud de la temperatura, la humedad y el agua líquida en las nubes para mejorar la predicción inmediata y la predicción de precipitaciones a corto plazo. Estas mediciones continuas se pueden utilizar también para detectar el desarrollo o el momento de llegada de cambios bien definidos de la temperatura (para los estudios de emisiones de gas, contaminación del aire, islas urbanas de calor, predicciones y alertas de condiciones meteorológicas peligrosas) (Kadygrov y otros, 2003).

Durante operaciones a largo plazo llevadas a cabo en el Ártico y en latitudes medias y tropicales, se ha constatado sobradamente la fiabilidad y exactitud de los radiómetros perfiladores (Güldner y Spänkuch, 2001; Liljegren y otros, 2005). Los resultados operativos durante 13 meses del radiómetro denominado Radiometrics MP3000 (Gaffard y Hewison, 2003) muestran que el valor cuadrático medio de la diferencia entre la temperatura observada por la radiosonda y la recuperada por el radiómetro de microondas varía entre 0,5 K (cerca de la superficie) y 1,8 K (a una altura de 5 km). Asimismo, Güldner y Spänkuch (2001) trabajaron con el instrumento Radiometrics TP/WVP-3000 durante 18 meses y compararon diariamente los datos recuperados con los sondeos de cuatro radiosondas, observando un valor cuadrático medio similar que abarcaba un intervalo de 0,6 K (cerca de la superficie) a 1,6 K (a una altura de 7 km en verano y de 4 km en invierno). El valor cuadrático medio del perfil de vapor de agua no supera  $1 \text{ g m}^{-3}$  en cualquier altitud (Gaffard y Hewison, 2003; Güldner y Spänkuch, 2001).

Se ha demostrado que los radiómetros perfiladores terrestres presentan importantes ventajas económicas y prácticas cuando hay que realizar mediciones de la temperatura, de la humedad y del agua líquida en las nubes de la troposfera inferior con una alta resolución temporal, y cuando sea admisible una resolución vertical moderada. Los precios de los radiómetros perfiladores que

se hallan en el comercio han bajado considerablemente durante los últimos años por lo que, actualmente, son más económicos que el costo anual normal del trabajo y de los materiales para llevar a cabo sondeos por radiosonda dos veces al día.

### 5.2.5 **Radars láser (lidares)**

La energía electromagnética a longitudes de onda ópticas y casi ópticas (desde el ultravioleta hasta el infrarrojo pasando por el visible) que generan los láseres es dispersada por las moléculas gaseosas y por las partículas que se encuentran en suspensión en la atmósfera. Esta dispersión es suficiente para permitir la aplicación del principio del radar en las observaciones de la atmósfera realizadas mediante lidar (del inglés Light Detection And Ranging, detección y localización por ondas luminosas). La dispersión óptica puede dividirse generalmente en dispersión inelástica y elástica. Cuando la longitud de onda de la energía láser, dispersada por los componentes atmosféricos, difiere en longitud de onda de la del láser incidente, el proceso se denomina dispersión inelástica. El proceso de dispersión inelástica más utilizado en sistemas de lidares atmosféricos experimentales es la dispersión de Raman, resultante de un intercambio de energía entre fotones incidentes y los estados rotacionales y vibratorios moleculares de las moléculas de dispersión. En los procesos de dispersión elástica, las longitudes de onda incidente y dispersada son las mismas. Esta dispersión puede ser de Rayleigh o de Mie, y depende de las especies y del tamaño de las partículas con respecto a la longitud de onda del láser incidente (véase el capítulo 7 de la parte II). Estos dos importantes procesos de dispersión pueden darse simultáneamente en la atmósfera.

Para más referencias, véanse Hinkley (1976), OMM (1982), Thomas (1991) y Syed y Browell (1994).

La mayoría de los lidares funcionan en modo monoestático, con el receptor colocado junto al transmisor láser. Un sistema lidar común utiliza un láser pulsado para transmitir pulsos de luz coherente a la atmósfera. La potencia media del láser utilizado varía entre unos pocos milivatios y decenas de vatios. Para captar la energía retrodispersada se emplea un telescopio óptico instalado junto al láser. La luz recogida por el telescopio se enfoca sobre un fotomultiplicador o un diodo fotoconductor. La información recibida se presenta normalmente en una pantalla para la verificación en tiempo real, y se pasa a una computadora a fin de proceder a un análisis más detallado.

La potencia de la señal de retorno depende de la cantidad de dispersión desde el objetivo y de la atenuación bidireccional entre el lidar y el objetivo, atenuación que depende a su vez de la proporción de energía dispersada por el haz desde su trayecto y de la absorción por los gases atmosféricos. Los procesos de dispersión y absorción se explotan en diferentes lidares para proporcionar diversas mediciones.

Los lidares basados en la dispersión elástica (denominados lidares de Rayleigh o de Mie, o simplemente lidares) se utilizan sobre todo para estudios de nubes y de la materia de las partículas. La medición de la altura de la base de las nubes por un lidar es muy sencilla; el rápido aumento de la señal que marca el retorno retrodispersado desde la base de la nube puede distinguirse fácilmente y, midiendo el tiempo que tarda un pulso de láser en llegar desde el transmisor hasta la base de la nube y volver al receptor, puede determinarse la altura de la base de la nube (véase el capítulo 15 de la parte I).

Los lidares se utilizan asimismo para detectar las partículas en suspensión presentes en un aire relativamente claro y para representar ciertas características estructurales, entre ellas la estabilidad térmica y la altura de las inversiones. Los niveles naturales de las partículas en la atmósfera son suficientemente altos en la atmósfera baja para que los lidares puedan medir continuamente las velocidades del aire cuando no hay precipitación, como lo hacen los radares meteorológicos. Los métodos más habitualmente utilizados para medir el viento atmosférico, son, entre otros, el lidar de viento Doppler de tipo pulsado y de onda continua, el lidar de viento Doppler de detección directa y el lidar de viento Doppler coherente. En el anexo a este capítulo se especifican los requisitos y los procedimientos de las pruebas de funcionamiento de las técnicas lidar Doppler heterodino.

Los lidares también pueden emplearse para representar y medir la concentración de partículas artificiales, como las procedentes de chimeneas industriales. Las observaciones con lidar han aportado una significativa contribución, con los datos mejor documentados, al estudio de la concentración de partículas de aerosoles en la estratosfera, que se ve muy afectada por las grandes erupciones volcánicas y es un factor importante en el balance de radiación global.

Es mucho más difícil obtener datos cuantitativos sobre las nubes, debido a las variaciones en la forma y la distribución de las gotas de lluvia, el contenido de agua, la discriminación entre agua, hielo y fases mixtas, y las propiedades de partículas en suspensión y de los aerosoles. En efecto, para esas mediciones se necesitan sistemas de investigación complejos de varios parámetros que efectúen diversas mediciones simultáneamente, utilizando hipótesis sobre las propiedades ópticas del medio y complejos métodos matemáticos de reducción de datos.

El funcionamiento del lidar de absorción diferencial (DIAL, del inglés Differential Absorption Lidar), se basa en el principio de que el coeficiente de absorción de los gases atmosféricos varía mucho con la longitud de onda. En un sistema DIAL normalmente se utiliza un láser que puede sintonizarse entre dos frecuencias muy poco espaciadas, una de las cuales resulta fuertemente absorbida por determinado gas y la otra no. Las diferencias en las mediciones en función de la distancia pueden utilizarse para estimar la concentración del gas sometido a estudio. Se trata de una técnica de teledetección sumamente prometedora para medir la composición atmosférica, y se ha utilizado con éxito para medir concentraciones de agua, dióxido de azufre, dióxido de nitrógeno y, en particular, de ozono.

La aplicación de la dispersión de Raman reviste particular interés porque la radiación dispersada es desplazada en frecuencia en una cantidad que depende de las especies moleculares (líneas de Stokes). La potencia de la señal retrodispersada guarda relación con la concentración de las especies. Los lidares de Raman no necesitan una longitud de onda o un láser sintonizado particular; las longitudes de onda del láser pueden elegirse en una región espectral exenta de absorción atmosférica. Midiendo el espectro de Raman pueden hacerse mediciones, espacialmente resueltas, de componentes atmosféricos seleccionados previamente, que ya se han utilizado para obtener perfiles troposféricos del vapor de agua, nitrógeno y oxígeno moleculares, así como de pequeños componentes atmosféricos. Los principales inconvenientes son la falta de sensibilidad en largas distancias, debido a las pequeñas secciones eficaces de dispersión y a la necesidad de láseres de gran potencia, que pueden ocasionar problemas para la vista en aplicaciones prácticas.

Los sistemas de lidares han proporcionado una gran cantidad de información útil para los estudios de investigación, pero como instrumentos de explotación han tenido efectos limitados. Esto se debe a que son relativamente costosos y requieren personal muy especializado para su desarrollo, establecimiento y funcionamiento. Además, algunos lidares solo pueden utilizarse en condiciones limitadas, como oscuridad o ausencia de precipitación.

### 5.2.6 Sistema mundial de navegación por satélite

El Sistema mundial de navegación por satélite (GNSS) tiene como finalidad principal el posicionamiento, pero, dado que el retardo atmosférico influye en la precisión de las estimaciones de la posición, el contenido meteorológico puede inferirse del error estimado. El retardo experimentado por una señal emitida por un satélite y medida por un receptor en la Tierra está relacionado con la refractividad en la trayectoria de la señal y, por tanto, también con la temperatura y la humedad en dicha trayectoria.

La información meteorológica inferida de las mediciones terrestres del GNSS requiere una red de receptores del GNSS en superficie, una conexión de datos y una instalación de procesamiento. En general, la red de receptores del GNSS se instala para realizar levantamientos topográficos, por lo que se ha puesto en marcha una colaboración estrecha con institutos nacionales de varios países dedicados a tales estudios topográficos, basada generalmente en el uso compartido de las instalaciones o el intercambio de información, o ambos.

En OMM (2006b) se encontrará más información sobre las técnicas de procesamiento.

### 5.2.6.1 Descripción del Sistema mundial de navegación por satélite

El GNSS consta de tres segmentos: espacial, de control y de usuario. El segmento espacial está compuesto por varios satélites en órbita. En la actualidad hay cuatro sistemas desplegados o en fase de despliegue: GPS (Estados Unidos), GLONASS (Federación de Rusia), Galileo (Unión Europea) y Compass (China). Los satélites del GNSS transmiten señales con claves horarias en ondas portadoras de diversas frecuencias, distintas para cada sistema de satélites.

El principio del GNSS es idéntico para los cuatro sistemas. Los satélites tienen relojes atómicos a bordo que controlan todos los componentes de la señal. El segmento de control monitoriza los satélites para ajustar la órbita y facilita las efemérides radiodifundidas, que se transmiten al segmento de usuario por medio del mensaje de navegación de la señal del GNSS. El segmento de usuario está compuesto por una antena y un receptor del GNSS (en superficie o en el espacio). El receptor compara las claves horarias de la señal de los satélites del GNSS con su propio reloj interno, a raíz de lo cual calcula las pseudodistancias ( $P$ ) con cada satélite de su campo de visión. Cuando observa un mínimo de cuatro pseudodistancias, el receptor puede calcular su posición y su error cronométrico. La técnica patrón de posicionamiento mediante señales con claves horarias tiene una exactitud aproximada de 3 a 5 m.

Los observables principales del GNSS son la pseudodistancia ( $P$ ) y la fase de la onda portadora ( $L$ ). Por ejemplo, las señales de GPS se difunden a dos frecuencias distintas: L1 (1 575,42 MHz) y L2 (1 227,60 MHz). Ambas frecuencias transmiten los observables  $P$  y  $L$ . Así, un receptor de doble frecuencia dispone de cuatro observables por época. Las ecuaciones 5.1 y 5.2 presentan tanto  $P$  como  $L$  expresadas como la suma de todas las fuentes de error que constituyen la medición del GNSS, es decir:

$$P = \rho + c(dt_{\text{rec}} - dt_{\text{sat}}) + \delta_{\text{rel}} + L_{\text{atm}} + I + K + M + \delta_{\text{marea}} + \varepsilon_P \quad (5.1)$$

$$L = \rho + c(dt_{\text{rec}} - dt_{\text{sat}}) + \delta_{\text{rel}} + L_{\text{atm}} - I + N\omega_L + K + M + \delta_{\text{marea}} + \varepsilon_L \quad (5.2)$$

donde  $c$  es la velocidad de la luz,  $\rho$  es la distancia geométrica entre el centro de la fase del satélite y el centro de la fase del receptor,  $dt_{\text{sat}}$  es la diferencia de reloj del satélite,  $dt_{\text{rec}}$  es la diferencia de reloj del receptor,  $L_{\text{atm}}$  es el retardo troposférico, o retardo oblicuo total, debido a la índole refractaria de la atmósfera,  $I$  es el retardo ionosférico en la trayectoria del rayo,  $\delta_{\text{rel}}$  es el error relativista,  $K$  es el error instrumental del receptor,  $M$  es el efecto multicamino,  $\delta_{\text{marea}}$  es el error de posición del receptor debido a la marea polar, la marea de tierra sólida y la carga oceánica,  $N$  es el término de ambigüedad (pertinente tan solo para las mediciones de fase de la portadora, ecuación 5.2),  $\omega_L$  es la contribución de una longitud de onda debida a la polarización circular de la señal y  $\varepsilon$  es el error de ruido no modelado.

Los observables tienen distintos niveles de incertidumbre y características diferentes. En particular, las mediciones de fase tienen un nivel de ruido de unos pocos milímetros y son muy exactas en comparación con la pseudodistancia, cuya incertidumbre es de unos pocos metros. La fase de la portadora es el observable principal y más importante para la estimación de parámetros con baja incertidumbre, pero los observables de pseudodistancia son más adecuados para la observación y la eliminación de errores específicos relacionados con el receptor (multicamino, etc.). La combinación lineal de un mismo tipo de observable ( $P$  o  $L$ ) medido en las dos frecuencias distintas se utiliza para eliminar el primer orden del efecto ionosférico. Otras técnicas, como la doble diferenciación, permiten eliminar el error de reloj del satélite y del receptor. Sin embargo, para ello es necesario un procesamiento atento de los datos del GNSS.

### 5.2.6.2 Señal troposférica del Sistema mundial de navegación por satélite

El exceso en la trayectoria atmosférica está ocasionado por la refracción y la curvatura de la señal debido a los gradientes del índice de refractividad  $n$ . Según el principio de Fermat, este camino más largo es:

$$L_{\text{atm}} = \int_s n ds - D + \Delta S \approx \int_s (n-1) ds \quad (5.3)$$



donde  $D (= \int ds)$  es la distancia geométrica y  $\Delta S$  el exceso de longitud del camino debido a la curvatura; este último puede despreciarse para elevaciones mayores que 10 grados. La refractividad  $N$  se define como  $N = 106 (n - 1)$  y, según Smith y Weintraub (1953) y Thompson y otros (1986):

$$\begin{aligned} N &= k_1 \rho R_d + (k_2 R_v - k_1 R_d + R_v / T k_3) \rho_w \\ &= N_h + N_w \end{aligned} \quad (5.4)$$

para la atmósfera neutra. En este caso,  $\rho$  es la densidad del aire (en kilogramos por metro cúbico),  $\rho_w$  es la densidad del vapor de agua (en kilogramos por metro cúbico),  $T$  es la temperatura (en kelvines) y  $R_d = 287,05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  y  $R_v = 461,51 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  son las constantes del gas para aire seco y vapor de agua. Las constantes empíricas son  $k_1 = 77,6 \text{ K hPa}^{-1}$ ,  $k_2 = 70,4 \text{ K hPa}^{-1}$  y  $k_3 = 373 \text{ 900 K}^2 \text{ hPa}^{-1}$  (Thayer, 1974). El primer término de la ecuación 5.4 es la refractividad hidrostática,  $N_h$ , y el segundo término se denomina refractividad húmeda,  $N_w$ .

En una solución denominada de red sobre los datos del GNSS, el retardo troposférico se representa gráficamente respecto al cenit para todos los ángulos de elevación y azimutales, lo que reduce el número de incógnitas y permite estimar con exactitud la posición del receptor. El retardo oblicuo total en la dirección del cenit representado se denomina retardo total cenital (ZTD). Al estimar la posición precisa, puede recuperarse una estimación de la parte atmosférica de la señal. El ZTD puede considerarse como la suma del retardo hidrostático cenital (ZHD) y el retardo húmedo cenital (ZWD) (o, mejor aún, el retardo no hidrostático cenital). Las integrales en la dirección del cenit de la refractividad hidrostática y húmeda (expresadas en metros) son:

$$\text{ZHD} = 10^{-6} \int_z N_h dz \quad (5.5)$$

$$\text{ZWD} = 10^{-6} \int_z N_w dz \quad (5.6)$$

### 5.2.6.3 Vapor de agua integrado

El valor del retardo hidrostático cenital está relacionado con la parte seca de la atmósfera y, debido a su índole estacionaria, puede estimarse con gran exactitud utilizando las mediciones de presión superficial ( $p_s$ ) y ubicación del receptor (altura  $h$  y latitud  $\varphi$ ) utilizando, por ejemplo, la aproximación de Saastamoinen (1972), es decir:

$$\text{ZHD}_{\text{saas}}(p_s, h, \varphi) = 2,2768 \cdot 10^{-5} p_s \left(1 - 2,66 \cdot 10^{-3} \cos(2\varphi) - 2,8 \cdot 10^{-7} h\right)^{-1} \quad (5.7)$$

El ZHD representa aproximadamente el 90% del retardo de la trayectoria troposférica. Por otra parte, los modelos del ZWD no pueden hacerse con la calidad suficiente mediante la adquisición de datos de superficie debido a la distribución irregular del vapor de agua en la atmósfera. El ZWD se puede reformular como sigue (según Davis y otros, 1985):

$$\text{ZWD} = 10^{-6} \left[ k_2 R_v - k_1 R_d + k_3 R_v \left( \int_z \rho_w T^{-1} dz \right) \left( \int_z \rho_w dz \right)^{-1} \right] \int_z \rho_w dz \quad (5.8)$$

y definiendo la temperatura media ponderada como:

$$T_m = \left( \int_z \rho_w dz \right) \left( \int_z \rho_w T^{-1} dz \right)^{-1} \quad (5.9)$$

entonces:

$$\text{ZWD} = k'(T_m) \int_z \rho_w dz = k'(T_m) \text{IWV} \quad (5.10)$$

donde IWV es la columna de vapor de agua integrada verticalmente sobre el receptor del GPS. Sobre la base, por ejemplo, de las observaciones de radiosonda, la temperatura media ponderada puede estimarse por la temperatura en superficie ( $T_s$ ), es decir,  $k'(T_m) \approx k(T_s)$  (Bevis y otros, 1994). Así, el valor de IWV puede estimarse utilizando el ZTD estimado, la presión en superficie ( $p_s$ ), la altura de la antena ( $h$ ) y la latitud ( $\varphi$ ) del receptor:

$$\text{IWV} = k(T_s)^{-1} (\text{ZTD} - \text{ZHD}_{\text{saas}}(p_s, h, \varphi)) \quad (5.11)$$

El valor de  $k(T)$  es de aproximadamente  $6,5 \text{ kg m}^{-3}$ .



#### 5.2.6.4 ***Incertidumbres de medición***

Puesto que el valor de ZTD es estimado, su exactitud depende del método utilizado, de la exactitud de la información previa utilizada, de la estabilidad de la posición del receptor y de otras muchas variables. Por ejemplo, la exactitud de la posición de las órbitas satelitales será mayor, en general, tras un período aproximado de 14 días, cuando se disponga de las denominadas órbitas finales. Por consiguiente, es preciso distinguir entre las estimaciones del ZTD en tiempo casi real y las posprocesadas. Obviamente, la exactitud del valor de IWV está estrechamente relacionada con la exactitud de la estimación del ZTD.

La incertidumbre de medición de las estimaciones en tiempo casi real es de en torno a 10 mm. Para las estimaciones posprocesadas, ese valor es de entre 5 y 7 mm, aproximadamente. La incertidumbre de medición de IWV depende de la cantidad total de vapor de agua y es del orden del 5% al 10% (Elgered y otros, 2004). Los valores medios son claramente estacionales: en latitudes medias se observan valores muy bajos en invierno (por debajo de  $5 \text{ kg m}^{-2}$ ) y valores de  $40 \text{ kg m}^{-2}$  en verano. En los trópicos no es raro registrar valores por encima de  $50 \text{ kg m}^{-2}$ .

### 5.3 **MEDICIONES IN SITU**

#### 5.3.1 **Seguimiento con globos**

El seguimiento con globos se utiliza frecuentemente para obtener datos sobre viento en la capa límite y se realiza normalmente mediante teodolitos ópticos o por medio de un radar de seguimiento. Para una descripción más general de los resultados de la medición del viento véase el capítulo 13 de la parte I.

Al realizar sondeos en la troposfera inferior conviene utilizar una velocidad lenta de ascensión del globo para obtener una elevada resolución vertical. La lenta velocidad de ascensión puede lograrse mediante un paracaídas de frenado o por medio de una fuerza de ascensión libre reducida.

Para llevar a cabo el seguimiento por radar se suspende bajo el globo un pequeño reflector de radar. Para sondeos en la troposfera inferior, el radar debería proporcionar datos a distancias de tan solo 100 m, y lo ideal sería que el punto de lanzamiento se encontrase más allá de esta distancia mínima en dirección del viento.

Utilizando un solo teodolito óptico puede hacerse una medición básica del viento, pero para obtener mediciones con una exactitud razonable se requiere un sistema de dos teodolitos. La línea de referencia entre los teodolitos debería superar el kilómetro. Para facilitar el procedimiento de sondeo y garantizar la exactitud de altura, los teodolitos deberían estar provistos de interfaces informáticas para poder registrar los datos y realizar los cálculos necesarios en forma oportuna. Con buenas condiciones pueden obtenerse perfiles del viento hasta una altitud de 3 000 m. Sin embargo, la técnica falla cuando hay condiciones adversas como precipitación, nubes bajas o niebla.

Por supuesto, es posible obtener otros datos del viento en la atmósfera baja utilizando radiosondas convencionales y efectuando mediciones de seguimiento más frecuentes en los primeros minutos de un sondeo completo normal; por ejemplo, entre 2 y 10 por minuto.

#### 5.3.2 **Radiosondas en la capa límite**

En el capítulo 12 de la parte I se describen en detalle los sistemas de radiosondas convencionales. Se han diseñado radiosondas especiales para hacer observaciones detalladas de la capa límite y de la troposfera inferior. Difieren de las radiosondas convencionales en que los sensores son mucho más sensibles y las velocidades de respuesta más rápidas. Tales radiosondas se emplean para medir los perfiles de temperatura, humedad y viento en la capa que va desde la superficie hasta elevaciones, en general, de 3 a 5 km.

Normalmente se procura que la velocidad de ascenso vertical de esas radiosondas sea de entre 150 y 200 m min<sup>-1</sup>, que es bastante más lenta que la de las radiosondas convencionales. Esa velocidad más lenta de ascenso permite producir perfiles verticales más detallados. La velocidad de ascenso se determina habitualmente eligiendo un globo de tamaño apropiado, pero puede modificarse utilizando un paracaídas de frenado de arrastre.

Como esos instrumentos solo se necesitan para alcanzar una altura limitada, normalmente pueden ser transportados por un globo piloto. Por lo demás, los procedimientos de sondeo y el procesamiento de datos son similares a los empleados en las radiosondas normales.

Para observaciones a una altitud de 2 000 m como máximo, a veces se prescinde del sensor de presión, con lo que la radiosonda es más sencilla y menos costosa. Hay incluso sistemas aún más simples que solo miden la temperatura.

Los requisitos básicos de las radiosondas en la capa límite son los siguientes:

<i>Variable</i>	<i>Intervalo de funcionamiento</i>	<i>Resolución</i>
Presión	1 050 a 500 hPa	±0,5 hPa
Temperatura	+40 °C a -40 °C	±0,1 K
Humedad	100% a 20 (o 10)%	±2%
Velocidad del viento	0,5 a 60 m s <sup>-1</sup>	±0,5 m s <sup>-1</sup>
Dirección del viento	0° a 360°	±5°

Las mediciones se realizan normalmente al menos cada 30 segundos, para obtener una resolución vertical de 50 a 100 m.

### 5.3.3 Torres y mástiles con instrumentos

Para numerosos fines, y especialmente para estimar la dispersión de la contaminación atmosférica, se utilizan torres y mástiles dotados de instrumentos especiales. Este tema se aborda en Panofsky (1973).

En algunos casos, la torre puede tener hasta 100 m de altura, y para proyectos de seguimiento y control de la contaminación atmosférica debería superar la altura de las fuentes de contaminación más importantes en 50 m, por lo menos.

Las mediciones de la temperatura, la humedad y el viento deberían efectuarse a varios niveles (al menos dos o tres), debiendo corresponder el más bajo al de la garita meteorológica corriente, próxima a la torre o al mástil. El número de niveles de medición depende de la finalidad de tales mediciones y de la altura de la torre o del mástil. El empleo de tan solo dos niveles no da ninguna información sobre la configuración del perfil vertical de las variables meteorológicas, por lo que resulta muy limitante. El número de niveles de medición es generalmente mayor para proyectos de investigación que para fines de aplicación práctica.

Por lo general, los datos se procesan y se presentan de modo automático, junto con las diferencias entre niveles que permiten caracterizar las condiciones meteorológicas del lugar. Cuando van a ser utilizados directamente por personal sin cualificación meteorológica, como el que se ocupa de mantener las concentraciones de contaminantes atmosféricos dentro de los límites de seguridad, los datos suelen afinarse por medio de una computadora, para obtener datos derivados fácilmente aplicables a las tareas en curso.

Los sensores más comúnmente empleados en las mediciones efectuadas desde torres y mástiles son:

- a) Para medir la temperatura: termómetros de resistencia eléctrica, o de termopar, en garitas con aspiración o sin ella.
- b) Para medir la humedad: psicrómetros, sensores electroquímicos o electromecánicos, en garitas.
- c) Para medir el viento: anemómetros de cazoletas y de hélice, veletas, instrumentos sónicos o de filamento caliente.

Todos los sensores deberían tener características lineales, o linealizadas, y sus constantes de tiempo tendrían que ser lo suficientemente reducidas para asegurar que los datos recolectados reflejan debidamente las modificaciones locales de las variables meteorológicas.

Es importante que la estructura de la torre o del mástil no afecte a los sensores ni a sus mediciones de modo apreciable. En el caso de estructuras abiertas, los puntales —ya sean fijos o retráctiles— deberían tener por lo menos 2 m de largo, y de preferencia ser suficientemente largos para poder mantener los sensores en puntos alejados de la torre o del mástil a una distancia no inferior a 10 veces el diámetro de la torre. En el caso de estructuras sólidas, o cuando no sea posible disponer de puntales adecuados, deberá haber un sistema doble en cada nivel, con puntales situados en lados opuestos de la torre o del mástil, que sobresalgan en una proporción equivalente al menos a tres veces el diámetro de la estructura. Las mediciones se efectúan en un momento dado utilizando los sensores expuestos al viento no perturbado.

A veces, en situaciones especiales, se pueden emplear torres para recoger datos con el fin de establecer un perfil meteorológico sin el montaje directo de sensores fijos; en vez de ello, se emplea un método de sondeo simplificado. Se sujeta una polea en el punto más alto posible, y se utiliza un lazo de cuerda que llegue hasta el nivel del suelo y permita colocar la radiosonda a la altura requerida mediante un torno de motor o manual. La radiosonda, que se modifica con el fin de dotarla de sensores para medir el viento, transmite sus datos a un sistema receptor adecuado en tierra, lo que permite obtener información más detallada sobre el perfil vertical que la que proporciona una instalación de puntales, y determinar las altitudes de características significativas. No obstante, únicamente se puede realizar una observación continua a un solo nivel.

Para definir con exactitud la amplitud de la dispersión de contaminantes en determinadas condiciones meteorológicas, la altura de la torre puede resultar demasiado limitada. En esos casos, a no ser que en un radio de unos 50 km haya una estación de radiosondeo que proporcione la información necesaria, hay que disponer de un equipo especial en el mismo lugar en que está instalada la torre o el mástil para hacer sondeos locales hasta una altitud de unos 3 000 m. Además de cumplir su principal finalidad, los datos así obtenidos pueden tratarse como complementarios de los de la red aerológica básica, y emplearse además en estudios más detallados sobre los fenómenos meteorológicos locales.

El equipo de medición de las torres ha de ser controlado periódicamente por personal de mantenimiento muy especializado, que debería prestar especial atención al estado y al funcionamiento de los sensores, aparatos de registro y cables de conexión, enchufes y clavijas expuestos a la intemperie.

#### 5.3.4 **Globos cautivos con instrumentos**

Entre las aplicaciones clásicas de los globos cautivos con instrumentos figuran las mediciones de los perfiles de temperatura, de humedad y de viento (y sus cambios a corto plazo) desde la superficie hasta una altitud de unos 1 500 m, y el estudio a más largo plazo de las condiciones meteorológicas a uno o varios niveles determinados. Los sensores se encuentran colgados de una o más barquillas bajo el globo, o fijados al cable de sujeción. La respuesta del sensor se transmite normalmente a tierra por radio o por conductores incorporados al citado cable. Las técnicas se analizan en Thompson (1980).

En los sistemas de globos cautivos suelen utilizarse globos grandes ( $\sim 600 \text{ m}^3$ ) o pequeños ( $\sim 10$  a  $100 \text{ m}^3$ ). Los pequeños se emplean normalmente para obtener perfiles, y los grandes para obtener mediciones a diversos niveles. Los globos cautivos deberían diseñarse de forma que ofrezcan poca resistencia de arrastre y avancen uniformemente. Por lo general, se inflan con helio. Los globos de mayor tamaño deberían poder transportar una carga máxima de 50 kg (además del cable de sujeción) hasta una altitud de 1 500 m. Se deberían poder utilizar con velocidades del viento de hasta  $5 \text{ m s}^{-1}$  en la superficie y de  $15 \text{ m s}^{-1}$  en altitudes comprendidas en los límites de su alcance operativo. El cable de sujeción de un globo grande tendría que ser capaz de resistir una fuerza de tracción de 2 000 a 3 000 kg (de 200 a 300 kg en el caso de los globos más pequeños).

La utilización de globos cautivos está sometida a las reglamentaciones nacionales sobre la seguridad del tránsito aéreo. Por ese motivo, y para facilitar el trabajo del personal que utiliza tales globos, se recomienda especialmente el uso de globos de colores muy visibles, dotados de luces nocturnas de balizamiento. Es obligatorio que dispongan de un dispositivo de desinflado automático y facultativo que lleven colgado debajo un objetivo de radar metalizado.

Los principales factores que limitan el funcionamiento de globos cautivos son una fuerte velocidad del viento en altitud, turbulencia cerca de la superficie y riesgo de descargas eléctricas.

El torno utilizado para controlar el globo puede ser electrónico o manual. Debería disponerse al menos de dos velocidades de arrollado del cable (por ejemplo, 1 y  $2 \text{ m s}^{-1}$ ). Además, debería estar equipado de un freno de mano, un contador de longitud del cable y un medidor de tensión. El torno tendría que contar con una toma de tierra, tanto si es eléctrico como manual, a fin de protegerlo contra las descargas atmosféricas.

La utilización de conductores para enviar a tierra las señales de los sensores no es recomendable por diversas razones. En general, es preferible utilizar radiosondas especiales, que tendrán una mejor resolución que las empleadas normalmente para vuelos libres. Los sensores de temperatura y humedad deben disponer de una protección horizontal para preservarlos de los efectos de la radiación solar y de la lluvia, permitiendo sin embargo una ventilación adecuada. Además, se requieren sensores adicionales para medir la dirección y la velocidad del viento.

Los requisitos básicos son los siguientes:

<i>Variable</i>	<i>Intervalo de funcionamiento</i>	<i>Resolución</i>
Presión	1 050 a 850 hPa	$\pm 0,5 \text{ hPa}$
Temperatura	+40 °C a -20 °C	$\pm 0,1 \text{ K}$
Humedad	100% a 20 (o 10)%	$\pm 2\%$
Velocidad del viento	0,5 a $15 \text{ m s}^{-1}$	$\pm 0,5 \text{ m s}^{-1}$
Dirección del viento	0° a 360°	$\pm 1^\circ$

Para la telemetría puede emplearse una de las frecuencias de radiosonda estándar; a menudo se elige la asignación de 400 MHz. El peso máximo, baterías incluidas, debería estar dentro de la capacidad de carga del globo; la carga de 5 kg es un límite razonable. La radiosonda debería estar colgada por debajo del globo en condiciones de estabilidad a una distancia de al menos tres veces el diámetro del mismo, para mantener la protección y la ventilación adecuadas.

Un importante problema que se plantea en la medición de magnitudes turbulentas, en lugar de medias, es el efecto de vibración del cable y el movimiento del globo sobre las mediciones. Para realizar tales mediciones se han de utilizar técnicas especiales.

El equipo instalado en tierra debe incluir un receptor y un registrador. Los datos se procesan generalmente con ayuda de una computadora pequeña.

Los sondeos pueden efectuarse durante las fases de ascenso y descenso del globo, bien de manera continua o haciendo pausas en niveles seleccionados. En los niveles inferiores, la altura puede estimarse basándose en la longitud del cable desenrollado, pero a niveles más altos este método no da más que una aproximación, por lo que es necesario recurrir a otros, como la ecuación hidrostática, utilizando la distribución de la presión, la temperatura y la humedad observadas. En ese caso, el incremento en metros geopotenciales desde el nivel  $n$  hasta el nivel  $n + 1$  viene dado por:

$$29,27 T_v \ln(p_n / p_{n+1}) \quad (5.12)$$

donde  $T_v$  es la media de las temperaturas virtuales en los niveles  $n$  y  $n + 1$ , y  $p_n$  y  $p_{n+1}$  son las dos presiones correspondientes. Si hubiera que convertir las alturas geopotenciales en alturas geométricas, puede hacerse fácilmente con las tablas meteorológicas smithsonianas, pero normalmente no es necesario. Como base para estos cálculos se toma la altura a la que se halla situado el barómetro de la estación.

Si se observan las variables meteorológicas utilizando el método nivel por nivel, habría que repetir algunas series de mediciones en cada nivel, por lo que se requieren entre 2 y 3 minutos para la estabilización. De este modo, la secuencia completa del sondeo podría llevar entre media hora y una hora. Como para todas las radiosondas, debería procederse a una comprobación de la línea de referencia en una garita de control, inmediatamente antes de empezar, a fin de establecer las diferencias con un barómetro y con un psicrómetro de aspiración. También habría que hacer una comprobación análoga inmediatamente después de terminar el sondeo. Lo mismo que en los ascensos de las radiosondas normales, los datos al nivel de la estación no tendrían que obtenerse de la radiosonda, sino de los instrumentos clásicos de una garita meteorológica normal.

En cuanto a los datos de los sondeos, deberían promediarse en cada nivel la presión, la temperatura y la humedad, y con respecto a la velocidad del viento habría que calcular la media para un período de 100 o 120 segundos. Si no se mide directamente la dirección del viento, se puede estimar en primera aproximación mediante la orientación del eje longitudinal del globo respecto del norte. La incertidumbre de este método es de  $\pm 30^\circ$ .

Cabría destacar que los operadores han de comunicar sus planes a las autoridades de tránsito aéreo y obtener la correspondiente autorización para cada sondeo o serie de sondeos con globos cautivos.

# ANEXO. TELEDETECCIÓN EN SUPERFICIE DEL VIENTO MEDIANTE LIDAR DOPPLER DE IMPULSOS HETERODINO

(Texto de la norma común ISO/OMM 28902-2:2017(E))

## INTRODUCCIÓN

Los lidares (detección y localización de ondas luminosas), entendidos como lidares atmosféricos en el ámbito de aplicación de este anexo, han demostrado ser sistemas valiosos para la detección de contaminantes atmosféricos, así como de diversos parámetros meteorológicos como nubes, aerosoles, gases y (cuando se dispone de la tecnología Doppler) viento. Las mediciones se pueden realizar sin contacto directo y en cualquier dirección, ya que se usa radiación electromagnética para detectar los objetivos. De esta manera, los sistemas de lidar complementan la tecnología convencional de mediciones *in situ*. Estos sistemas son apropiados para un gran número de aplicaciones que no pueden llevarse a cabo adecuadamente mediante métodos de medición *in situ* o puntuales.

Existen diversos métodos para medir el viento atmosférico mediante la tecnología lidar. Los cuatro más utilizados son el lidar Doppler de impulsos y el de onda continua con detección coherente, el lidar Doppler con detección directa y el lidar Doppler con detección por resonancia (normalmente utilizado para las mediciones de la capa de sodio mesosférico). Para más información, consulte las referencias [1] y [2].

En este anexo<sup>1</sup> se describe el uso de los sistemas de lidar Doppler de impulsos heterodinios. En el adjunto A se puede encontrar información sobre los lidares Doppler de onda continua. Se está preparando una norma internacional sobre este método.

## 1. ÁMBITO DE APLICACIÓN

En este anexo se especifican los requisitos y los procedimientos de pruebas de funcionamiento de las técnicas lidar Doppler de impulsos heterodino, y se presentan sus ventajas y sus limitaciones. El término "lidar Doppler" utilizado en este anexo se aplica únicamente a los sistemas lidar de impulsos heterodinios que obtienen las medidas de viento a partir de la dispersión de la luz del láser por los aerosoles de la atmósfera. Su funcionamiento y sus límites se describen sobre la base de condiciones atmosféricas estándar.

En este anexo se describe la determinación de la velocidad del viento a lo largo de la línea visual (velocidad radial del viento).

Nota: La derivación del vector viento a partir de las mediciones a lo largo de la línea visual no se describe en este anexo porque es muy específica de una configuración concreta de lidar de viento. Un ejemplo de la obtención del vector viento se puede encontrar en el adjunto B.

En este anexo no se trata la obtención del vector viento.

Este anexo se puede utilizar para las esferas de aplicación siguientes:

- a) Sesiones informativas sobre meteorología, por ejemplo, para aviación, seguridad aeroportuaria, aplicaciones marinas y plataformas petrolíferas;
- b) Producción de energía eólica, por ejemplo evaluación de emplazamientos y determinación de la curva de potencia;

<sup>1</sup> Si bien en la *Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos* (OMM-N° 8) de la OMM se hace referencia a esta parte como anexo, en el documento de la ISO aparece como norma.

- c) Mediciones rutinarias de perfiles de viento en las estaciones meteorológicas;
- d) Vigilancia de la dispersión de la contaminación atmosférica;
- e) Gestión del riesgo industrial (vigilancia con datos directos o por asimilación en modelos de flujo en microescala);
- f) Procesos de intercambio (emisiones de gases de efecto invernadero).

Este anexo está dirigido tanto a los fabricantes de sistemas lidar Doppler heterodinos de viento como a los organismos que los prueban y certifican su conformidad con la norma. Además, el anexo proporciona recomendaciones a los usuarios para que utilicen estos instrumentos adecuadamente.

## 2. REFERENCIAS NORMATIVAS

Este anexo no contiene referencias normativas.

## 3. TÉRMINOS Y DEFINICIONES

A efectos del presente anexo, se aplican los términos y las definiciones siguientes.

*Disponibilidad de los datos:* razón entre los datos reales de las mediciones consideradas con una calidad predeterminada y el número de datos esperados para un *período de medición* determinado;

*Resolución en alcance en pantalla:* Intervalo espacial constante entre los centros de dos *ventanas telemétricas* sucesivas;

Nota: La resolución en alcance en pantalla es también el tamaño de una ventana telemétrica en la pantalla. Está determinada por la longitud de la ventana telemétrica y el solapamiento entre ventanas sucesivas.

*Resolución en alcance efectiva:* variable relacionada con la aplicación que describe un intervalo de distancia integrado para el cual la variable en cuestión se proporciona con una incertidumbre definida;

*Fuente:* ISO 28902-1:2012, término 3.14

*Resolución temporal efectiva:* variable relacionada con la aplicación que describe un intervalo de tiempo integrado para el cual la variable en cuestión se proporciona con una incertidumbre definida;

*Fuente:* ISO 28902-1:2012, término 3.12, modificado

*Coefficiente de extinción,  $\alpha$ :* medida de la opacidad atmosférica, expresada mediante el logaritmo natural de la razón entre la intensidad de la luz incidente y la intensidad de la luz transmitida, por unidad de longitud del camino óptico;

*Fuente:* ISO 28902-1:2012, término 3.10

*Tiempo de integración:* tiempo necesario para obtener la velocidad a lo largo de la línea visual;

*Máxima distancia de adquisición,  $R_{\text{Máx}}$ :* distancia máxima a la cual se registra y procesa la señal del lidar;

Nota: Depende del número de puntos de adquisición y de la frecuencia de muestreo.



*Máxima distancia operativa,  $R_{\text{MaxO}}$* : distancia máxima a la cual se puede obtener una velocidad del viento fiable a partir de la señal del lidar;

Notas:

1. La máxima distancia operativa es menor o igual a la máxima distancia de adquisición.
2. La máxima distancia operativa se define sobre un eje correspondiente a la aplicación. Se mide verticalmente en los perfiladores de viento verticales, y horizontalmente en los lidars de barrido capaces de realizar mediciones en todo el hemisferio.
3. La máxima distancia operativa se puede aumentar aumentando el período de medición o reduciendo la resolución en alcance.
4. El máximo intervalo operativo depende de los parámetros del lidar, pero también de las condiciones atmosféricas.

*Período de medición*: intervalo de tiempo entre la primera medición y la última;

*Mínima distancia de adquisición,  $R_{\text{MinA}}$* : distancia mínima desde la cual se registra y procesa la señal del lidar;

Nota: Si no se da la mínima distancia de adquisición, se supone que es cero. Puede ser diferente de cero cuando la recepción es ciega durante la emisión de los impulsos.

*Mínima distancia operativa,  $R_{\text{MinO}}$* : distancia mínima para la cual se puede obtener una velocidad del viento fiable a partir de la señal del lidar;

Notas:

1. La mínima distancia operativa recibe también el nombre de distancia ciega.
2. En los lidars pulsados, la mínima distancia operativa está limitada por la luz parásita en el lidar durante la emisión de los impulsos, la profundidad del foco y por el tiempo de conmutación entre el transmisor y el receptor. Puede depender de la duración del impulso ( $T_p$ ) y de la amplitud de la ventana telemétrica.

*Resolución en alcance física*: anchura (AMM) de la función de ponderación en alcance;

*Ventana telemétrica*: Anchura (FWHM) de la función de ponderación para seleccionar los puntos de la serie temporal que se van a utilizar para el procesamiento del espectro y el cálculo de la velocidad del viento;

Notas:

1. La ventana telemétrica está centrada en la distancia de medición.
2. La ventana telemétrica se define en número de casillas o por una ventana telemétrica de distancia equivalente.

*Resolución en alcance*: variable relacionada con el equipo que describe el menor intervalo de alcance desde el que es posible obtener información de señal independiente;

*Fuente*: ISO 28902-1:2012, término 3.13

*Función de ponderación en alcance*: función de ponderación de la velocidad radial del viento a lo largo de la línea visual;

*Resolución temporal*: variable relacionada con el equipo que describe el menor intervalo de tiempo desde el que se puede obtener información de señal independiente;

*Fuente*: ISO 28902-1:2012, término 3.11

*Error en la velocidad*: máxima compensación instrumental en la medición de la velocidad;

Nota: El error en la velocidad tiene que reducirse al mínimo con una calibración adecuada, por ejemplo, respecto de un objetivo fijado.

*Intervalo de velocidad*: intervalo determinado por la mínima velocidad de viento medible, la máxima velocidad de viento medible y la capacidad para medir la señal de la velocidad sin ambigüedades;

Nota: En función de la aplicación del lidar, se puede definir el intervalo de velocidad para velocidad radial del viento (lidares de barrido) o para velocidades horizontales del viento (perfiladores de viento).

*Resolución de la velocidad:* desviación típica instrumental de la velocidad;

Nota: La resolución de la velocidad depende de la duración de los impulsos, de la proporción portadora-ruido y del tiempo de integración.

*Cizalladura del viento:* variación de la velocidad del viento en un plano perpendicular a la dirección del viento.

## 4. FUNDAMENTOS DEL LIDAR DOPPLER DE IMPULSOS HETERODINO

### 4.1 Panorama general

Un lidar Doppler de impulsos emite un impulso de láser en un haz de láser estrecho (véase la figura 5.A.1). Al propagarse en la atmósfera, la radiación láser se dispersa en todas direcciones por efecto de los aerosoles y las moléculas. Parte de la radiación dispersada se propaga de vuelta hacia el lidar; es capturada por un telescopio, detectada y analizada. Como los aerosoles y las moléculas se mueven en la atmósfera, se produce un efecto Doppler en la frecuencia de la luz de láser dispersada.

A las longitudes de onda (y, por tanto, a las frecuencias) pertinentes para el lidar Doppler heterodino (coherente), la señal del aerosol proporciona el objetivo principal para la medición de la señal retrodispersada.

El análisis pretende medir la diferencia,  $\Delta f$ , entre las frecuencias del impulso de láser emitido,  $f_t$ , y de la luz retrodispersada,  $f_r$ . Según la ecuación de Doppler, esta diferencia es proporcional al componente del viento a lo largo de la línea visual, como se muestra en la fórmula 5.A.1:

$$\Delta f = f_r - f_t = -2v_r / \lambda \quad (5.A.1)$$

donde:

$\lambda$  es la longitud de onda del láser;

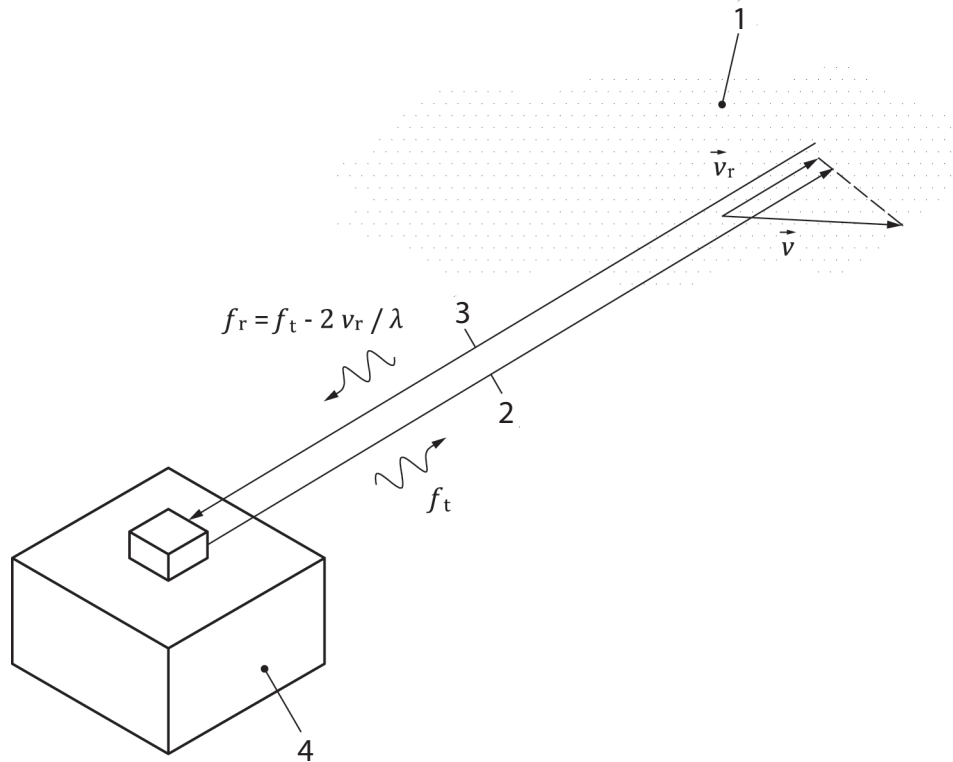
$v_r$  es el componente del viento a lo largo de la línea visual (componente del vector viento,  $\vec{v}$ , a lo largo del eje del haz del láser, positivo cuando el viento sopla alejándose del lidar).

La medición nos proporciona la distancia, ya que la radiación retrodispersada, recibida en el tiempo  $t$  tras la emisión del impulso de láser, ha viajado desde el lidar a los aerosoles que se encuentran a la distancia  $x$  y de vuelta al lidar a la velocidad de la luz,  $c$ . La fórmula 5.A.2 muestra la relación lineal entre la distancia y el tiempo.

$$x = c \cdot \frac{t}{2} \quad (5.A.2)$$

### 4.2 Detección heterodina

En un lidar heterodino, la detección de la luz capturada por el telescopio receptor (a una frecuencia  $f_r = f_t + \Delta f$ ) se describe esquemáticamente en la figura 5.A.2. La luz recibida se mezcla con el haz de un láser de onda continua muy estable llamado oscilador local. La suma de ambas ondas electromagnéticas –la retrodispersada y la del oscilador local– es convertida en señal eléctrica por un detector cuadrático (que produce una corriente eléctrica proporcional a la potencia de la onda electromagnética que ilumina su superficie sensible). A continuación se aplica un filtro de paso alto para eliminar los componentes de baja frecuencia de la señal.



**Leyenda**

- 1 Partículas dispersoras que se mueven con el viento
- 2 Trayectoria óptica del pulso láser emitido (haz de láser)
- 3 Eje óptico del receptor
- 4 Instrumento Lidar

**Figura 5.A.1. Principio de medición de un lidar Doppler heterodino**

El resultado es una corriente,  $i(t)$ , que pulsa a la frecuencia radioeléctrica,  $f_t + \Delta f - f_{lo}$ :

$$i(t) = 2 \cdot \underbrace{\frac{\eta \cdot e}{h \cdot f_t} \cdot K \cdot \xi(t) \cdot \sqrt{\gamma(t) \cdot P_r(t) \cdot P_{lo}}}_{i_{het}(t)} \cdot \cos[2\pi(\Delta f + f_t - f_{lo}) \cdot t + \varphi(t)] + n(t) \quad (5.A.3)$$

donde:

$t$  es el tiempo;

$h$  es la constante de Planck;

$\eta$  es el rendimiento cuántico del detector;

$e$  es la carga eléctrica de un electrón;

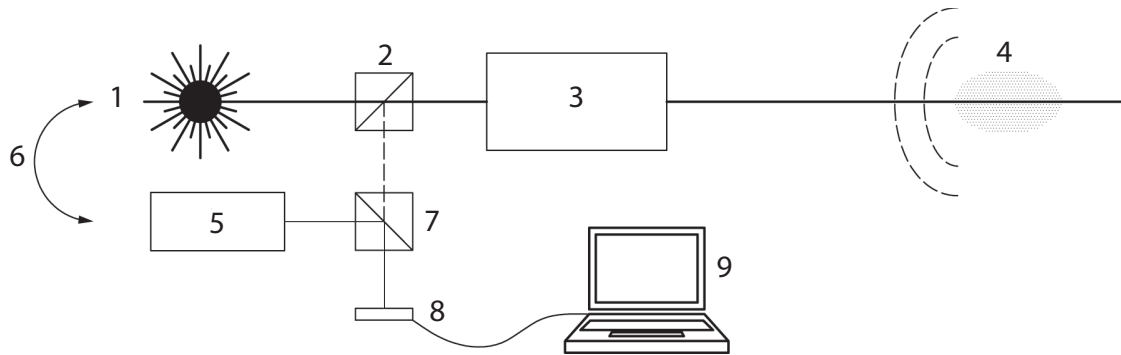
$K$  es la constante instrumental que tiene en cuenta las pérdidas de transmisión a través del receptor;

$\xi(t)$  es la modulación aleatoria de la amplitud de la señal por el efecto del granulado (véase la sección 4.5.4);

$\gamma(t)$  es la eficiencia heterodina;

$P_r(t)$  es la potencia de la luz retrodispersada;

$P_{lo}$  es la potencia del oscilador local;

**Leyenda**

- 1 Láser pulsado
- 2 Elemento óptico que separa las luces recibidas y emitidas
- 3 Telescopio (usado para transmitir y recibir)
- 4 Dispersores
- 5 Láser oscilador local (láser de onda continua)
- 6 Bucle de control de la frecuencia (este dispositivo marca la diferencia,  $f_t - f_{lo}$ )
- 7 Elemento óptico que alinea el haz del oscilador local a lo largo del eje óptico del haz de luz recibido y los mezcla entre sí
- 8 Detector cuadrático
- 9 Convertidor analógico a digital y unidad de procesamiento de señales digitales

**Figura 5.A.2. Principio de la detección heterodina**

$f_{lo}$  es la frecuencia del oscilador local;

$\varphi(t)$  es la fase aleatoria;

$n(t)$  es el ruido blanco del detector;

$i_{het}(t)$  es la señal heterodina.

La eficiencia heterodina,  $\gamma(t)$ , es una medida de la calidad de la mezcla óptica del campo ondulatorio retrodispersado y el campo ondulatorio del oscilador local en la superficie del detector. No puede ser mayor de 1. Una buena eficiencia heterodina requiere un cuidadoso calibrado y la alineación del oscilador local respecto de la onda retrodispersada. Las condiciones de la mezcla óptima se explican en la referencia [3]. La eficiencia heterodina no es una función puramente instrumental; también depende de la turbulencia del índice de refracción ( $Cn^2$ ) a lo largo del haz de láser (véase la referencia [4]). En condiciones de fuerte turbulencia atmosférica, el efecto de variar el índice de refracción reduce la eficiencia heterodina. Esto puede ocurrir cuando el lidar funciona cerca del suelo en un día soleado y caluroso.

En la fórmula 5.A.4,  $P_r(t)$  es la potencia instantánea de la luz retrodispersada. Viene dada por la ecuación del lidar (véase la referencia [3]):

$$P_r(t) = A \cdot \int_0^{+\infty} x^{-2} \cdot G(x) \cdot g\left(t - \frac{2x}{c}\right) \cdot \beta(x) \cdot \tau^2(x) dx \quad (5.A.4)$$

con

$$\tau(x) = \exp\left[-\int_0^x \alpha(\zeta) d\zeta\right]$$

donde:

$x$  es la distancia al lidar;

$A$  es la superficie receptora del telescopio receptor;

$G(x)$  es la función de sensibilidad dependiente del alcance ( $0 \leq G(x) \leq 1$ ) teniendo en cuenta, por ejemplo, la atenuación de la eficiencia del receptor en un alcance corto para evitar la saturación del detector;

$g(t)$  es la envolvente de la potencia del impulso láser ( $\int g(t) dt = E_0$ , donde  $E_0$  es la energía del impulso láser);

$\beta(x)$  es el coeficiente de retrodispersión del objetivo atmosférico explorado;

$\tau(x)$  es la transmisión atmosférica en función del coeficiente de extinción,  $\alpha$ .

### 4.3 Análisis espectral

La obtención de la medición de la velocidad radial a partir de señales heterodinas requiere un análisis de frecuencias. Esto se hace en el dominio digital tras la conversión de las señales heterodinas de analógicas a digitales. En la figura 5.A.3 se ofrece un resumen del proceso. El análisis de frecuencias se aplica a una ventana temporal ( $t, t + \Delta t$ ) y se repite para un número  $N$  de impulsos de lidar. La ventana temporal define una ventana telemétrica,  $(x, x + \Delta x)$  donde  $x = c \cdot t / 2$  y  $\Delta x = c \cdot \Delta t / 2$ .  $N$  está relacionado con el tiempo de integración,  $t_{\text{int}} = 1/f_{\text{PRF}}$ , de la medición ( $f_{\text{PRF}}$  es la frecuencia de repetición del impulso). El análisis de la señal consiste en promediar las funciones de densidad de potencia de las señales de la ventana telemétrica. A continuación se utiliza un estimador de frecuencia para estimar la frecuencia central del pico de señal. Es una estimación,  $\hat{f}_{\text{het}}$ , de la frecuencia,  $f_{\text{het}} = \Delta f + f_t - f_{\text{lo}}$ , de la señal heterodina (véase la figura 5.A.3).

A causa de la conversión de analógico a digital, el intervalo de frecuencia que se resuelve mediante el análisis de frecuencia está limitado a  $(0, +F_s/2)$  o  $(-F_s/2, +F_s/2)$  para señales de valores complejos. Esto limita los valores mínimo y máximo de  $\hat{f}_{\text{het}}$ , por tanto, el intervalo de velocidades radiales que se pueden medir. Como se muestra en la referencia [5], la fórmula 5.A.5 estima un promedio de la ventana telemétrica de la velocidad radial real del viento:

$$\hat{v}_r = -\frac{\lambda}{2} (\hat{f}_{\text{het}} - f_t + f_{\text{lo}}) \quad (5.A.5)$$

Por ejemplo, en el caso de que la señal tenga un valor real (no a partir de una desmodulación compleja), la frecuencia desplazada  $f_t - f_{\text{lo}}$  se establece en  $F_s / 4$ , de manera que  $|\hat{v}_r| \leq \lambda F_s / 8$ .

Alternativamente, una especificación del sistema que requiera la posibilidad de medir vientos radiales de hasta  $v_{\text{max}}$  exige  $F_s \geq 8v_{\text{max}} / \lambda$ .

El núcleo del promedio es la función de convolución entre el perfil de los impulsos y el perfil de la ventana telemétrica. Su longitud es función de la huella del impulso en la atmósfera,  $\Delta r$  (véase la fórmula 5.A.6), de la ventana telemétrica,  $\Delta x$ , y del factor de ponderación,  $\kappa$ , donde  $\kappa$  es la relación entre la anchura de la altura media de la ventana (AAM) y  $\Delta x$ .

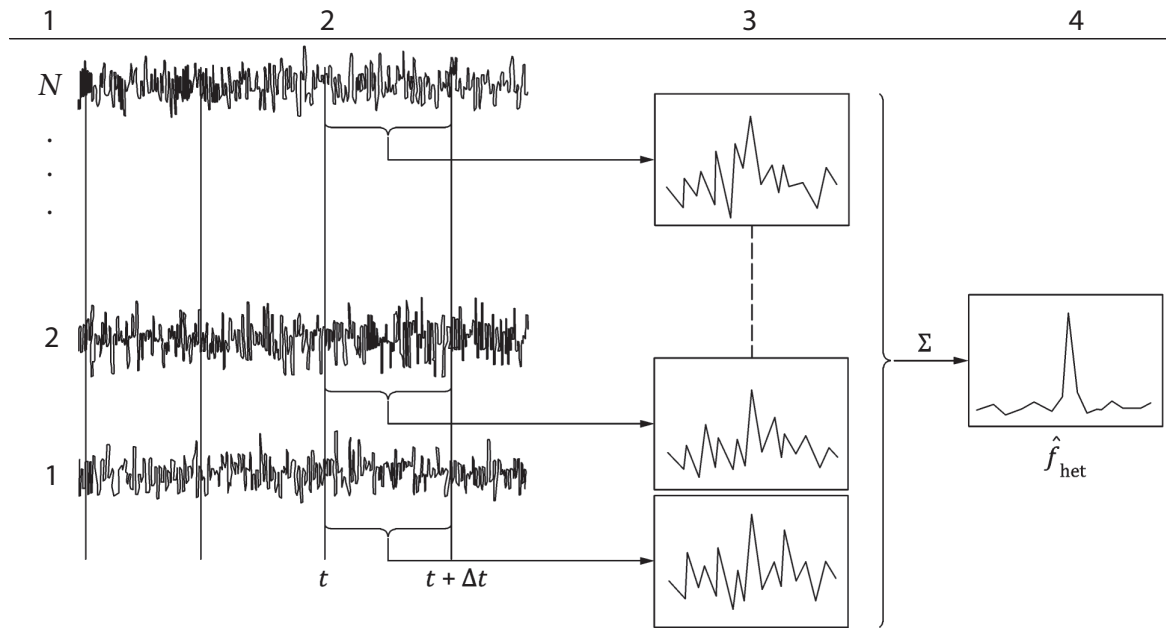
$$\Delta r = \frac{c \cdot T_p}{2} \quad (5.A.6)$$

donde:

$T_p$  es la duración en la AAM de la intensidad instantánea del impulso láser,  $g(t)$ .

La resolución en alcance,  $\Delta R$ , se define como la AAM del núcleo de promediación. Para un impulso gaussiano y una ventana telemétrica no ponderada,  $\Delta R$  se calcula de acuerdo con la fórmula 5.A.7<sup>[6]</sup>:

$$\Delta R = \frac{c}{2} \cdot \frac{\Delta t}{\text{erf}\left(\frac{\sqrt{\pi} \cdot \Delta t}{2T_p}\right)} = \frac{\Delta x}{\text{erf}\left(\frac{\sqrt{\pi} \cdot \Delta x}{2\Delta r}\right)} \quad (5.A.7)$$

**Leyenda**

- $t$  Tiempo transcurrido desde la emisión del pulso láser
- $\Delta t$  Duración del plazo del análisis espectral (fija el tamaño de las "ventanas telemétricas")
- $N$  Número de señal
- 1 Pulsos
- 2 Series temporales
- 3 Espectro
- 4 Frecuencia Doppler

**Figura 5.A.3. Diagrama que muestra cómo se realiza el análisis de frecuencia**

Para un impulso gaussiano y una ventana telemétrica ponderada gaussiana,  $\Delta R$  es igual a la fórmula 5.A.8:

$$\Delta R = \frac{c}{2} \cdot \sqrt{T_p^2 + (\kappa \cdot \Delta t)^2} = \sqrt{\Delta r^2 + (\kappa \cdot \Delta x)^2} \quad (5.A.8)$$

Como se muestra en la figura 5.A.3, se tienen en cuenta varias señales y se resuelven espacialmente. Se mide el espectro promedio y se aplica un estimador de frecuencia.

Se pueden solapar parcialmente ventanas telemétricas sucesivas (de manera que las mediciones sucesivas de velocidad radial serán parcialmente correlativas), o pueden ser adyacentes o discontinuas (en ese caso habrá un "agujero" en el perfil de la velocidad radial a lo largo de la línea visual).

En la referencia [6] se presentan varios estimadores de frecuencia posibles, con un primer análisis de su funcionamiento, que es analizado con más profundidad en la referencia [7]. Independientemente del estimador, la función de densidad de probabilidad de las estimaciones es la suma de una distribución uniforme de "malas" estimaciones (errores manifiestos) a lo largo de toda la banda  $[-f_{\max}, f_{\max}]$  y una distribución relativamente estrecha de buenas estimaciones, a menudo modeladas por una distribución gaussiana, como se muestra en la fórmula 5.A.9:

$$p(\hat{f}_{\text{het}}) = \begin{cases} \frac{b}{2f_{\max}} + \frac{1-b}{\sqrt{2\pi}\sigma_f} \exp\left(-\frac{(\hat{f}_{\text{het}} - \bar{f}_{\text{het}})^2}{2\sigma_f^2}\right), & \text{for } \hat{f}_r \in [-f_{\max}, f_{\max}] \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \quad (5.A.9)$$

[for = para]

[otherwise = en otro caso]

En principio, la frecuencia media,  $\bar{f}_{\text{het}}$ , puede ser diferente de la frecuencia de señal heterodina “verdadera”,  $f_{\text{het}}$ . Esto puede ocurrir, por ejemplo, cuando la frecuencia deriva durante el impulso láser (impulso de frecuencia modulada, véase la referencia [8]). No obstante, rara vez se cumplen esas condiciones, y en la práctica un buen lidar Doppler heterodino produce mediciones insesgadas de los desplazamientos Doppler.

El parámetro  $\sigma_f$  caracteriza la precisión de la frecuencia del estimador. La precisión de la velocidad radial correspondiente es  $\sigma_v = \lambda \cdot \sigma_f / 2$ . En un sistema heterodino, es normalmente del orden de varias decenas de centímetros por segundo. Disminuye con el nivel de ruido (potencia de  $n(t)$  en la fórmula 5.A.3) y mejora con el número de señales acumuladas,  $N$ . En la práctica, la mejora es limitada, ya que la acumulación de gran cantidad de señales supone un tiempo de integración largo, durante el cual la variabilidad natural (turbulencia) del viento aumenta.

En la referencia [9] se analiza la presencia de errores manifiestos (también llamados valores atípicos<sup>[1]</sup>) y se propone un modelo para el parámetro  $b$  en función de las diversas características del instrumento y del nivel de ruido en la detección. Un valor atípico se produce cuando el procesador de señal detecta un pico de ruido en lugar de un pico de señal. El parámetro  $b$  es una función decreciente de la proporción portadora-ruido. Es necesario aplicar controles de calidad en los sistemas lidar heterodinicos para filtrar los errores manifiestos e ignorarlos como datos faltantes. La presencia de errores manifiestos establece el rango máximo del lidar.

#### 4.4 Variables objetivo

El objetivo de las mediciones del viento con un lidar Doppler heterodino es caracterizar el campo de viento. En cada intervalo de alcance, la evaluación de la variable medida conduce a la velocidad radial; véase la fórmula 5.A.5.

Existen valores objetivo adicionales, como la variabilidad de la velocidad radial, que no se tratan en este anexo.

Las variables objetivo se pueden utilizar como datos en diferentes métodos para obtener productos meteorológicos como el vector viento en un punto o en una línea (perfil), en un plano arbitrario o en el espacio en su conjunto. Esto incluye también la medición de la cizalladura del viento, los vórtices de estela de los aviones (véase la figura en el adjunto C), o las regiones del viento ascendentes y descendentes. Un objetivo adicional de las mediciones del viento con un lidar Doppler es determinar las propiedades cinemáticas y los parámetros de los campos de viento no homogéneos como la divergencia y la rotación. Véanse ejemplos de aplicaciones en el adjunto C.

#### 4.5 Fuentes de ruido e incertidumbre

##### 4.5.1 Ruido de granalla del oscilador local

El ruido de granalla se nombra como  $n(t)$  en la fórmula 5.A.3. Su varianza es proporcional a la potencia del oscilador local, como se muestra en la fórmula 5.A.10:

$$\langle n_{SN}^2 \rangle = 2eSP_0B \quad (5.A.10)$$

donde:

$S$  es la sensibilidad del detector,  $S = \frac{\eta e}{hf_c}$ , donde  $\eta$  es la eficiencia cuántica del detector;

$B$  es el ancho de banda de detección.

Provoca errores manifiestos y limita el alcance máximo de la señal. Si no prevalece ninguna otra fuente de ruido, la fuerza de la señal heterodina en relación con el nivel de ruido se mide a partir de la proporción portadora-ruido (CNR), como se muestra en la fórmula 5.A.11<sup>[6]</sup>:



$$\text{CNR} = \frac{\eta \cdot K \cdot \gamma(t)}{h \cdot f_i \cdot B} P_r(t) \quad (5.A.11)$$

Nota: Algunos autores denominan “proporción señal-ruido” a lo que aquí hemos definido “proporción portadora-ruido”.

#### 4.5.2 **Ruido del detector**

Hay otras fuentes técnicas de ruido que pueden afectar a la proporción portadora-ruido. Al igual que el ruido de granalla, su densidad espectral es constante a lo largo del ancho de banda de detección (ruido blanco).

- a) El ruido oscuro es creado por las fluctuaciones de la corriente oscura del detector,  $i_D$ , como se muestra en la fórmula 5.A.12:

$$\langle n_{DN}^2 \rangle = 2e i_D B \quad (5.A.12)$$

- b) El ruido térmico (ruido de Johnson/Nyquist) es el ruido electrónico generado por la agitación térmica de los electrones en el interior de la resistencia de carga,  $R_L$ , a una temperatura  $T$ , como se muestra en la fórmula 5.A.13:

$$\langle n_{TN}^2 \rangle = \frac{4k_B T}{R_L} B \quad (5.A.13)$$

donde:

$k_B$  es la constante de Boltzmann.

#### 4.5.3 **Ruido de intensidad relativa**

El ruido de intensidad relativa (dB/Hz) es el ruido de la potencia del oscilador local normalizado al nivel de la potencia media. El ruido de intensidad relativa (RIN) es máximo normalmente a la frecuencia de oscilación de relajación del láser y después cae a frecuencias más altas hasta converger con el nivel del ruido de granalla (ruido rosa). La corriente del ruido de intensidad relativa aumenta proporcionalmente al cuadrado de la potencia del oscilador local.

$$n_{\text{RIN}}^2 = (S_{P_{l_0}})^2 10^{0.1 \text{RIN}} B \quad (5.A.14)$$

En un buen sistema lidar, los valores de  $i_D$ , RIN y  $1/R_L$  son bastante bajos, de modo que la fuente prevalente de ruido es el ruido de granalla del oscilador local. Solo en ese caso, es aplicable la fórmula 5.A.14.

#### 4.5.4 **Granulado**

La señal heterodina para un lidar Doppler de viento de recepción coherente es la suma de muchas ondas retrodispersadas por partículas individuales de aerosol. Las partículas están distribuidas aleatoriamente por todo el haz en volúmenes mucho más grandes que la longitud de onda del láser, de modo que las ondas retrodispersadas tienen una fase aleatoria cuando alcanzan la superficie sensible del detector. Así pues, se unen aleatoriamente. En consecuencia, la señal heterodina tiene una fase y amplitud aleatorias. El fenómeno recibe el nombre de granulado (véase la referencia [10]), y limita la precisión de las estimaciones de frecuencia.

#### 4.5.5 **Frecuencia de láser**

Una medición precisa de la velocidad radial requiere un conocimiento preciso de  $f_t - f_{l_0}$ .

Cualquier incertidumbre en este valor tiene como resultado una desviación en  $\hat{f}_t$ . Si la frecuencia de láser,  $f_l$ , no es estable, debería medirse o anclarse a  $f_{l_0}$ .

#### 4.6 **Asignación del alcance**

La asignación del alcance de las mediciones Doppler se basa en el tiempo transcurrido desde la emisión del impulso láser. La medición de este tiempo debe hacerse con una buena precisión (el error,  $\epsilon_v$ , debe ser menor o igual a  $2\delta \cdot x / c$ , donde  $\delta \cdot x$  es la precisión necesaria en la asignación del alcance). Para ello, el tiempo de emisión del impulso láser debe estar determinado con al menos esa precisión.

#### 4.7 **Limitaciones conocidas**

Los lidares Doppler se basan en la retrodispersión de los aerosoles. Los aerosoles se generan principalmente en el suelo y son elevados a mayor altitud por convección o turbulencia. Se encuentran, así, en grandes cantidades en la capa límite planetaria (normalmente con un grosor de 1 000 m durante el día en zonas templadas, y de 3 000 m en las regiones tropicales), pero en concentraciones mucho menores más arriba. Por lo tanto, los lidares Doppler difícilmente miden vientos por encima de la capa límite planetaria excepto en presencia de capas de aerosol de mayor altitud, como el polvo del desierto o los penachos de cenizas volcánicas.

Los haces láser experimentan una gran atenuación en presencia de niebla o nubes. Por lo tanto, el alcance máximo de los lidares Doppler está muy limitado en situaciones de niebla (unos cientos de metros como mucho) y no pueden medir vientos en el interior de las nubes o detrás de estas. Sí que pueden penetrar nubes subvisibles como los cirros. Así pues, la información del viento a gran altura (de 8 a 12 km) se puede obtener a partir de la retrodispersión de cristales.

Los lidares Doppler detectan gotas de agua o cristales de hielo de las nubes cuando están presentes en la atmósfera. Al tratarse de dispersores eficientes, pueden dominar el retorno desde la atmósfera, en caso de fuerte precipitación, por ejemplo, en cuyo caso el lidar Doppler mide la velocidad radial de los hidrometeoros en lugar de la del viento radial.

La lluvia cae a través de la atmósfera y arrastra los aerosoles hacia el suelo. El alcance de un lidar Doppler se reduce considerablemente después de la lluvia, antes de que los aerosoles vuelvan a ascender.

La presencia del agua de lluvia en la ventana de un lidar Doppler atenúa en gran medida su transmisión. A menos que un lidar esté equipado con una escobilla o un soplador, hay que limpiar manualmente su ventana.

Como se explica en la sección 4.2, la eficiencia de la detección heterodina se reduce por la presencia de turbulencia del índice de refracción a lo largo del haz. La turbulencia del índice de refracción está más presente cerca de la superficie en los días soleados. Así pues, en esas condiciones el alcance máximo del lidar Doppler mirando horizontalmente cerca de la superficie puede reducirse considerablemente.

### 5. **ESPECIFICACIONES DEL SISTEMA Y PRUEBAS**

#### 5.1 **Especificaciones del sistema**

##### 5.1.1 **Características del transmisor**

##### 5.1.1.1 **Longitud de onda del láser**

La longitud de onda del láser depende principalmente de la tecnología que se haya utilizado para fabricar la fuente láser. La mayoría de las técnicas actuales emplean longitudes de onda del infrarrojo cercano, comprendidas entre  $1,5 \mu\text{m}$  y  $2,1 \mu\text{m}$ , aunque pueden utilizarse otras

longitudes de onda de hasta  $10,6 \mu\text{m}$ . Para la elección de la longitud de onda se toman en cuenta los parámetros de potencia previstos, pero también la transmisión atmosférica y la seguridad láser (véanse las referencias [11] y [12]). De hecho, la elección de la ventana de entre  $1,5 \mu\text{m}$  y  $2,1 \mu\text{m}$  constituye una solución intermedia entre las consideraciones tecnológicas y de seguridad (debe ser superior a  $1,4 \mu\text{m}$  para garantizar la protección ocular).

#### 5.1.1.2 Duración del pulso

La duración del pulso láser,  $T_p$ , es la FWHM de la envolvente del pulso láser,  $g(t)$ .  $T_p$  define la longitud registrada de la atmósfera,  $R_p$ , y contribuye a la señal instantánea del lidar, como se muestra en la fórmula 5.A.15:

$$R_p = \frac{c \cdot T_p}{2} \quad (5.A.15)$$

A título de ejemplo, una duración del pulso de 200 nanosegundos corresponde a una longitud registrada de aproximadamente 30 metros.

#### 5.1.1.3 Velocidad de precisión y resolución en alcance frente a duración del pulso

Existe una relación fundamental entre la duración del pulso y esas dos características relativas al rendimiento. Una duración larga del pulso, de varios cientos de nanosegundos, da lugar a una FWHM potencialmente estrecha del espectro del pulso láser (si pueden evitarse los “chirridos”) (véase la transformada de Fourier del pulso general en el dominio temporal). Ello, a su vez, puede dar lugar a una medición del viento de gran exactitud, incluso con una relación señal-ruido muy baja, siempre que puedan evitarse los valores fuera de los límites (véase la sección 4.3). El alto rendimiento tiene un impacto negativo en la resolución en alcance. Una duración del pulso de  $1 \mu\text{s}$  limita la resolución en alcance efectiva a los 150 metros aproximadamente (véase la fórmula 5.A.6).

#### 5.1.1.4 Frecuencia de repetición de pulsos

La frecuencia de repetición de pulsos,  $f_{\text{PRF}}$ , es la frecuencia de emisión de los pulsos láser.  $f_{\text{PRF}}$  determina el número de pulsos enviados de media por línea de visibilidad en el período de medición. Asimismo, determina el alcance máximo sin ambigüedad en el que no se solapará la información de dos pulsos láser emitidos de forma consecutiva. El alcance máximo sin ambigüedad,  $R_{\text{MaxO}}$ , se corresponde con  $f_{\text{PRF}}$ , como se muestra en la fórmula 5.A.16:

$$R_{\text{MaxO}} = \frac{c}{2f_{\text{PRFmax}}} \quad (5.A.16)$$

Por ejemplo, para un alcance operativo máximo de 15 kilómetros, la  $f_{\text{PRF}}$  máxima es de 10 kHz.

Para los radares, sin embargo, hay tipos de modulación concretos (frecuencia portadora, frecuencia de repetición, etc.) que pueden llevar la ambigüedad del alcance más allá de  $R_{\text{MaxO}}$ .

#### 5.1.2 Características del transmisor/receptor

El transmisor/receptor se define, como mínimo, en función de los parámetros del cuadro 5.A.1.

**Cuadro 5.A.1. Características del transmisor/receptor**

<i>Características del transmisor/receptor</i>	<i>Observaciones</i>
Diámetro de la apertura	Tamaño físico de la apertura del instrumento que limita los haces transmitidos y recibidos.
Diámetro del haz láser y factor de truncamiento	Para los haces gaussianos, el diámetro del haz laser se define como el diámetro medido a $1/e^2$ en potencia en la apertura del lidar. El diámetro del haz laser determina el nivel de iluminancia y, por tanto, la protección ocular. El factor de truncamiento es el coeficiente entre el diámetro medido a $1/e^2$ y el tamaño físico de la apertura del instrumento.
Punto focal	Los lidars de pulsos suelen utilizar haces colimados. Para algunas aplicaciones, el haz puede apuntarse parcialmente hacia un punto determinado a fin de maximizar la intensidad del haz laser dentro del alcance de medición. En este punto concreto se optimizarán la intensidad de la señal y, por tanto, la precisión de la velocidad.

En principio, los sistemas de pulsos son sistemas monoestáticos. Para los sistemas de onda continua también se dispone de configuraciones biestáticas.

### 5.1.3 **Parámetros para el muestreo de señales**

El muestreo de la señal del lidar de pulsos comprendida en el alcance está condicionado por los parámetros del cuadro 5.A.2.

**Cuadro 5.A.2. Parámetros para el muestreo de señales**

<i>Parámetros para el muestreo de señales</i>	<i>Observaciones</i>
Creación de ventanas telemétricas	Las posiciones de la ventana telemétrica pueden delimitarse en la línea de visibilidad.
Anchura de la ventana telemétrica	Proporcionada por los puntos de muestreo o la frecuencia de muestreo del digitalizador. Deberían escogerse valores cercanos a la longitud del pulso.
Número de ventanas telemétricas	Para un procesamiento en tiempo real deben calcularse las estimaciones espectrales de todas las ventanas telemétricas en un tiempo inferior al tiempo de integración.
Alcance de medición de la velocidad radial del viento	Las velocidades del viento de tan solo 0,1 m/s pueden medirse con la ayuda de sistemas lidar Doppler para la medición del viento. El alcance de medición solo se ve restringido hacia el límite superior por el diseño técnico, principalmente por el ancho de banda de detección. Pueden medirse velocidades radiales del viento superiores a 70 m/s.
Resolución de la velocidad radial	La resolución de la velocidad del viento es la diferencia mínima detectable de la velocidad del viento en un intervalo temporal y un intervalo de alcances. Promediando, puede conseguirse una resolución igual o mejor que 0,1 m/s.

### 5.1.4 **Características del sistema apuntador**

Las características del sistema apuntador se proporcionan en el cuadro 5.A.3.

**Cuadro 5.A.3. Características del sistema apuntador**

<i>Características del sistema apuntador</i>	<i>Observaciones</i>
Alcance en valores acimutales	Cuando se utiliza un dispositivo apuntador, el lidar tiene la capacidad de orientar su haz láser hacia varios ángulos acimutales con una capacidad angular máxima de $2\pi$ . Cuando se trata de mecanismos de dirección sin fin, se permite que haya un mecanismo de dirección permanente en el eje vertical. Para los engranajes rotatorios que no sean sin fin deben considerarse otras posibilidades en materia de exploración.
Alcance en valores de elevación	Puede dotarse al dispositivo apuntador de una capacidad de rotación alrededor del eje horizontal. Se puede intentar conseguir una rotación potencial de $360^\circ$ . Los ángulos de elevación típicos se establecen en una horquilla entre $0^\circ$ y $180^\circ$ para observar el sector semiesférico de la atmósfera que se encuentra sobre el lidar. En cualquier caso, puede apuntarse al nadir en la posición de reposo del instrumento.
Velocidad angular	La velocidad angular es la velocidad a la que gira el dispositivo apuntador. Durante esta rotación puede efectuarse una medición. En este caso, la información relativa a la velocidad del viento será una media entre el ángulo inicial y el ángulo final de las distintas líneas de visibilidad en la zona registrada. En otras situaciones de medición puede aplicarse una estrategia de exploración en la que se mantenga una posición fija durante la medición.
Aceleración angular	Define la rapidez con la que puede variar la velocidad angular. Debe delimitarse para trayectorias complejas en las que se producen cambios rápidos de dirección. Con una aceleración angular alta pueden observarse ángulos de sobreelongación.
Precisión apuntadora	La precisión apuntadora relativa es la desviación habitual de la diferencia angular entre la posición exacta en la línea de visibilidad (acimut y elevación) y la posición del objetivo (sistema de referencia del instrumento). Para una precisión apuntadora absoluta se necesita una calibración previa por medio de sensores angulares (cabeceo, balanceo y guiñada) (sistema de referencia geográfica).
Resolución angular	Diferencia angular mínima en la que puede desplazarse la línea de visibilidad. Puede limitarse mediante un factor de reducción del motor, la fricción de la posición o el codificador, o la fricción mecánica.

## 5.2 **Relación entre las características y el rendimiento del sistema**

### 5.2.1 **Figura de mérito**

Las figuras de mérito ayudan a comparar los valores relativos al rendimiento en alcance de distintos lidares sobre la base de parámetros diferentes. El ejemplo mostrado en la figura 5.A.4 permite la clasificación de las sensibilidades de lidares de pulsos independientemente de los parámetros atmosféricos. La figura de mérito se obtiene a partir de la ecuación del lidar (véase la fórmula 5.A.4) y es proporcional al espectro de velocidad, CNR, que se define en la densidad espectral media como la intensidad Doppler máxima dividida entre la desviación habitual del ruido espectral, que se presume constante (ruido blanco).  $N$  es el número medio de pulsos.

Como se muestra en la fórmula 5.A.17, la figura de mérito se define en relación con una serie de parámetros del lidar:

$$\text{FOM} = \eta_{\text{all}} \cdot E \cdot T_p \cdot D^2 \cdot \sqrt{t_i \cdot f_{\text{PRF}}} \quad (5.A.17)$$

en la que:

$\eta_{\text{all}}$  es el rendimiento total, que toma en cuenta la calidad del haz y de la imagen, la transmisión total y el factor de truncamiento;

$E$  es la energía láser en la salida del láser (la energía recibida es proporcional a la potencia máxima y la huella del haz láser));

$T_p$  es la duración de pulso (este término proviene de la anchura de banda estrecha, que es inversamente proporcional a  $T_p$ );

$D$  es el diámetro del colector del telescopio (para las aplicaciones comunes de largo alcance, el tamaño óptimo está comprendido entre 100 mm y 150 mm para longitudes de onda del infrarrojo cercano);

$t_i$  es el tiempo de integración en una línea de visibilidad;

$f_{\text{PRF}}$  es la frecuencia de repetición de pulsos y.

La figura de mérito es proporcional a la raíz cuadrada del número  $N$  de los espectros acumulados:  $N = t_i \cdot f_{\text{PRF}}$ .

Al comparar dos lidars con longitudes de onda diferentes, debería tenerse en cuenta la dependencia espectral de los parámetros atmosféricos. La figura de mérito debe calcularse con un tiempo de integración igual o inferior a 1 segundo para impedir que el viento o la turbulencia puedan fluctuar más que la anchura espectral Doppler.

La figura de mérito de un lidar puede incrementarse con un tiempo de acumulación superior comprendido bajo el límite de 1 segundo.

Teniendo en cuenta la baja aberración de los componentes ópticos modernos,  $\eta_{\text{all}}$  puede estimarse a partir del producto de la trayectoria de transmisión emisora y la trayectoria de transmisión receptora.

Cabe señalar que la figura de mérito de un lidar Doppler de pulsos no puede incrementarse indefinidamente aumentando la superficie de colección,  $D^2$ , ya que la distorsión de fase a lo largo del haz causada por la turbulencia del índice de refracción hace disminuir la eficiencia heterodina<sup>[3]</sup>. El límite práctico se establece en un diámetro utilizable  $D = 125$  mm aproximadamente para los lidars de largo alcance.

Dado que el espectro de velocidad, CNR, es inversamente proporcional al cuadrado del alcance, el alcance operativo máximo es aproximadamente proporcional a la raíz cuadrada de la figura de mérito en los casos en que la absorción atmosférica puede ignorarse. Cuando la figura de mérito se expresa en  $\text{mJ ns m}^2$ , el alcance operativo máximo, expresado en kilómetros, es prácticamente la raíz cuadrada de la figura de mérito.

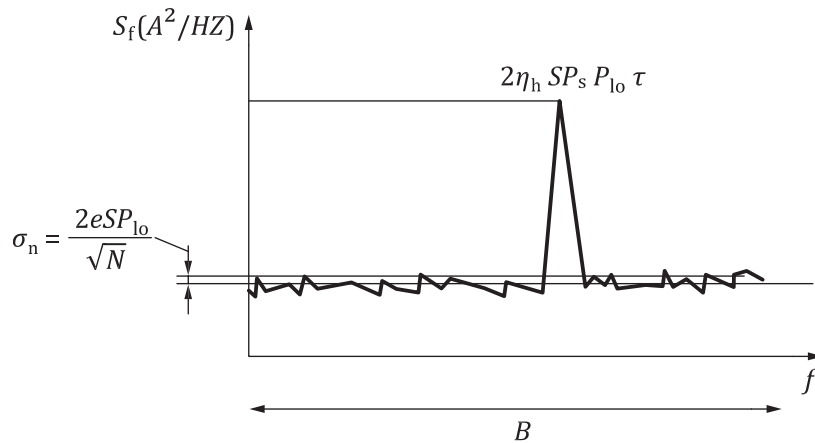


Figura 5.A.4. Ejemplo de una figura de mérito

En el cuadro 5.A.4 se calculan la figura de mérito correspondiente a valores típicos de lidares y sus respectivos alcances de medición comunes.

**Cuadro 5.A.4. Figura de mérito correspondiente a valores típicos de lidares y sus respectivos alcances de medición comunes**

$\eta$	$E$ (m)	$T_p$ (ns)	$D$ (m)	$f_{PRF}$ (Hz)	$t_i$ (s)	Figura de mérito (m) ns m <sup>2</sup> )	Alcance de medición común (km)
0,5	0,2	800	0,12	10 000	1	115	10
0,5	0,1	400	0,06	20 000	1	10	3
0,5	2	300	0,12	750	1	118	10

### 5.2.2 **Compensaciones entre el tiempo y el ancho de banda**

Una buena práctica consiste en equilibrar la duración del pulso y la ventana telemétrica deseada (véase la sección 4.6) para que la resolución espacial dependa de esos dos parámetros por igual. En este supuesto, la resolución espacial es proporcional a la duración del pulso. Mientras menor sea la duración del pulso, mejor será la resolución. La resolución de la velocidad es proporcional a la anchura del espectro, y es mayor cuando el espectro es estrecho. Dado que la anchura del espectro es inversamente proporcional a la duración del pulso, la resolución en alcance y la resolución de la velocidad también serán inversamente proporcionales.

## 5.3 **Precisión y disponibilidad de mediciones**

### 5.3.1 **Exactitud de las mediciones de la velocidad radial**

La exactitud de las mediciones de la velocidad radial se define (de conformidad con la norma ISO 5725-1) en términos de:

- veracidad (o sesgo), como la diferencia estadística media entre un número elevado de mediciones y el valor real; y
- precisión (o incertidumbre), como la desviación estadística común en una serie de mediciones independientes. No está relacionada con el valor real.

Se obtienen datos lidar de buena calidad cuando la precisión de las mediciones de la velocidad radial es superior a un valor fijado como objetivo (por ejemplo, 1 m/s) con un valor de probabilidad predefinido (por ejemplo, 95%).



Puede considerarse que un valor de error ( $1\sigma$ ) de 0,5 m/s es adecuado para que las aplicaciones meteorológicas típicas y las mediciones del viento determinen los valores estadísticos de las categorías de dispersión relativas a la modelización de la contaminación del aire<sup>[13]</sup>. Para las aplicaciones relacionadas con la energía eólica, los requisitos pueden ser más estrictos (0,2 m/s).

### 5.3.2 Disponibilidad de datos

La disponibilidad de datos se define como la proporción de datos precisos,  $P$ , respecto del número total de datos obtenidos durante un período de medición.

La disponibilidad de datos de mediciones, es decir, la posibilidad de determinar el perfil del viento, depende principalmente de la concentración de aerosoles y las nubes. Pueden aplicarse otros criterios de filtrado en función de la exactitud de los datos que deba conseguirse. Por ejemplo, deberían rechazarse los datos que muestren flujos no uniformes evidentes alrededor del disco de exploración.

### 5.3.3 Alcance operativo máximo

Si partimos del supuesto de que la línea de visibilidad del lidar se mantiene en la capa límite planetaria (es decir, no se producen modificaciones importantes de la señal a lo largo de la línea de visibilidad), en la figura 5.A.5 se muestra una gráfica en la que se comparan la disponibilidad de datos y el alcance de un lidar de pulsos común.

En este caso, el alcance para una disponibilidad de datos del 80% ( $P_{80}$ ) es de 7 500 metros.

El rendimiento mostrado en este diagrama se basa en una atmósfera tipo en la que:

- no hay nubes en la línea de visibilidad;
- no hay precipitación;
- la visibilidad es superior a 10 kilómetros (aire claro).

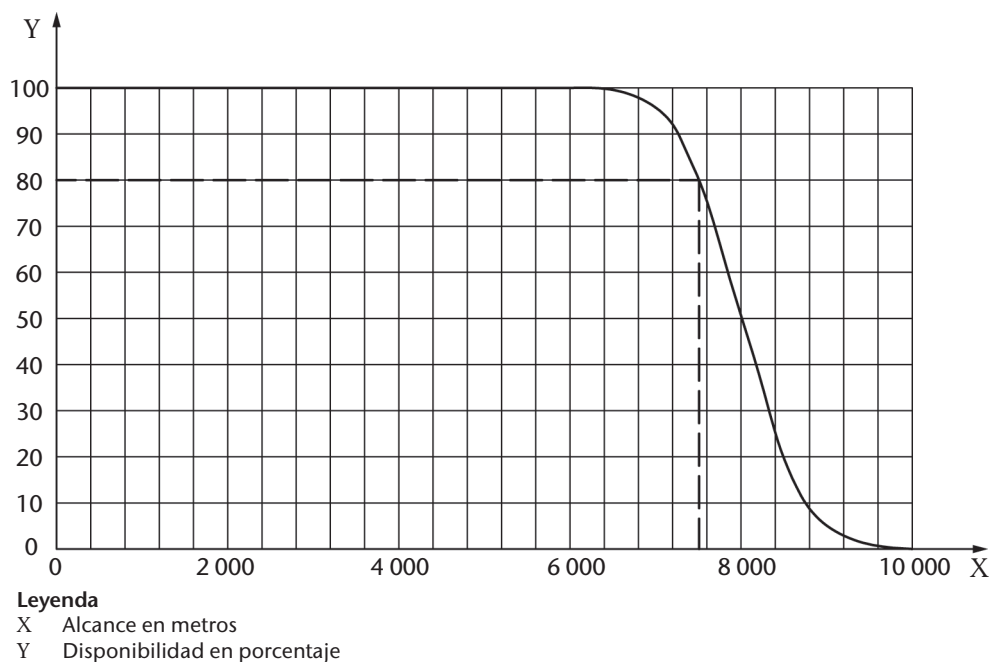


Figura 5.A.5. Ejemplo relativo al alcance operativo máximo

Este rendimiento variará considerablemente en función de las condiciones climáticas locales y las condiciones operativas pertinentes. Los datos obtenidos con alcances mayores deben considerarse cautelosamente en función de la aplicación.

El alcance de medición debe definirse con un criterio de disponibilidad determinado. En la referencia [14] se describe un estudio reciente sobre este vínculo.

Por ejemplo,  $R_{50}$  corresponde al alcance máximo con una disponibilidad superior al 50%.

Si no se hace referencia a la disponibilidad, se supone que el alcance operativo máximo es  $R_{80}$ , es decir, la distancia máxima en la que la disponibilidad supera el 80%.

Todas las variaciones de la precisión de la velocidad dan lugar a una modificación del alcance operativo máximo en relación con cualquier disponibilidad específica.

## 5.4 Procedimientos de prueba

### 5.4.1 Información general

Para evaluar con precisión la exactitud de las variables establecidas como objetivo, el fabricante debería llevar a cabo una serie de pruebas de validación relativas al alcance y la velocidad. Algunas pueden efectuarse en condiciones de laboratorio; otras solo pueden efectuarse mediante una comparación con otros instrumentos de referencia, como anemómetros de cazoletas o acústicos.

### 5.4.2 Validación de las mediciones de la velocidad radial

#### 5.4.2.1 Información general

En esta sección se describe el modo en que puede comprobarse y evaluarse la calidad de las mediciones de la velocidad radial.

#### 5.4.2.2 Retorno con objetivos sólidos

Con esta prueba se pretende obtener mediciones del viento con un haz orientado hacia un objetivo estacionario sólido (inmóvil) (cualquier edificio comprendido en el alcance del lidar) y comprobar que la medición de la velocidad radial devuelta por el lidar es de 0 m/s.

Mediante esta prueba se comprueba que la diferencia de las frecuencias,  $f_t - f_{10}$ , entre los pulsos láser emitidos y el oscilador local se conoce o se determina con suficiente exactitud (véase la sección 4.5.3).

La longitud de la ventana telemétrica debería ser parecida a la longitud del pulso láser y las distancias de las ventanas telemétricas deberían establecerse de tal modo que el objetivo sólido se encuentre exactamente en el centro de una ventana. De lo contrario, podría producirse un sesgo en relación con la velocidad si se produjese un desplazamiento de la frecuencia dentro del pulso.

Las mediciones de la velocidad de objetivos sólidos deben registrarse durante al menos 10 minutos. La prueba se lleva a cabo con éxito si la secuencia temporal de las velocidades radiales de los objetivos sólidos se centra aproximadamente en 0 m/s.

5.4.2.3 Autoevaluación de la precisión de la velocidad radial

En esta prueba, el haz del lidar de pulsos es vertical y las mediciones de la velocidad radial se registran durante al menos 20 minutos, a un ritmo de, como mínimo, un perfil de velocidad radial por segundo. Se indicará a partir de  $v_r(x, k)$ ,  $k = 1, \dots, K$  la frecuencia temporal de las velocidades radiales medidas a una distancia  $x$ . La finalidad de la prueba es determinar el espectro de potencia de la secuencia temporal, como se muestra en la fórmula 5.A.18:

$$V(x, f) = \frac{1}{K} \left| \sum_{k=1}^K v_r(x, k) \exp(-2j\pi f k \delta t) \right|^2 \tag{5.A.18}$$

en la que:

$\delta t$  es el tiempo de respuesta constante entre mediciones sucesivas,  $v_r(x, k)$ .

De promedio, el espectro de potencia  $V(x, f)$  debería ser como el de la figura 5.A.6. En frecuencias bajas, el espectro de potencia se ve dominado por las fluctuaciones naturales del viento y seguirá una ley  $f^{-5/3}$ . En frecuencias altas, el espectro de potencia se ve dominado por el nivel uniforme de los errores de medición (ruido blanco). El nivel de esta parte uniforme proporciona directamente la varianza de esas mediciones,  $\sigma_e^2(x)$ .

Nota: La prueba debe realizarse de noche, cuando la variabilidad natural del viento es débil, es decir, cuando se considera que el viento está en calma. En ese caso puede que los errores de medición sean mucho mayores que las fluctuaciones naturales del viento, por lo que se oculta el componente  $f^{-5/3}$  del espectro de potencia.

Esta técnica, que se describe detalladamente en la referencia [15], permite la estimación de la precisión de las mediciones del lidar sin la necesidad de datos auxiliares.

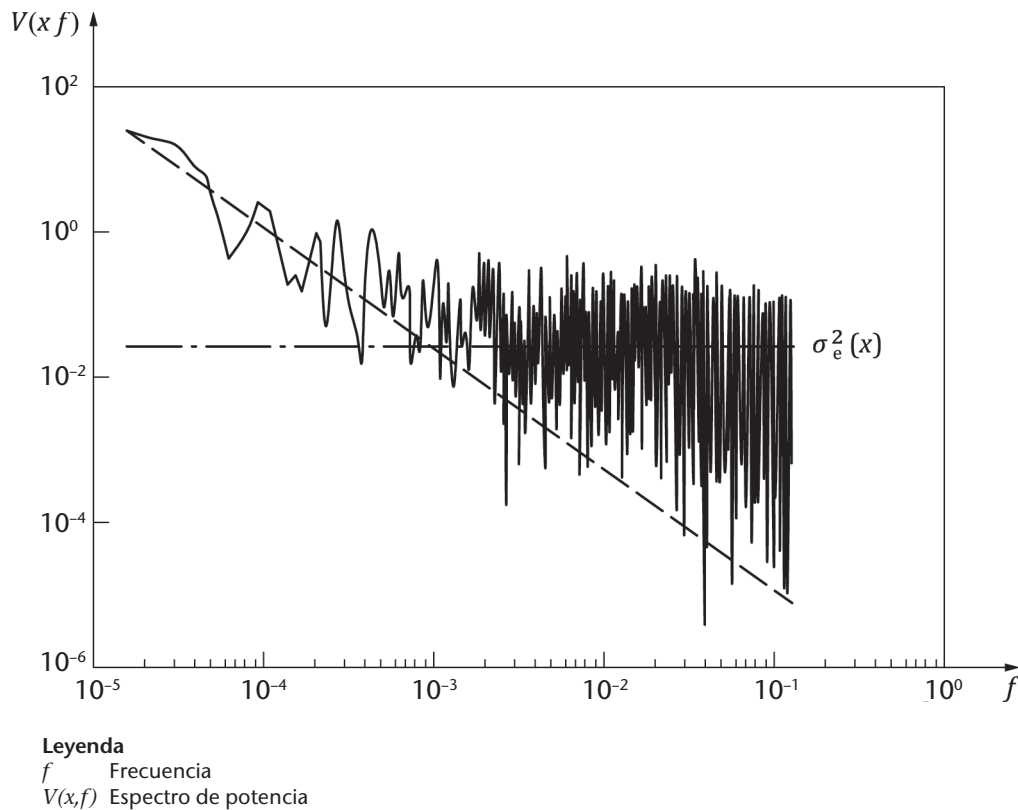


Figura 5.A.6. Espectro de potencia de las mediciones de la velocidad radial

En la figura 5.A.6, la línea es  $V(f)$ . En frecuencias bajas,  $V(f)$  debería ser proporcional a  $f^{5/3}$  (comportamiento espectral de la variabilidad natural del viento; véanse las rayas). En frecuencias altas, el espectro pasa a ser uniforme (línea de rayas y puntos) en un nivel directamente equivalente a la varianza de los errores de medición,  $\sigma_e^2(x)$ .

#### 5.4.3 ***Evaluación de la exactitud mediante una intercomparación con otros instrumentos***

##### 5.4.3.1 **Anemómetro acústico**

La última prueba consiste en apuntar el haz lidar muy cerca de un anemómetro acústico en un mástil o una plataforma, sin que se produzca vibración, y comparar las velocidades radiales del lidar con la proyección de los vectores de viento tridimensionales registrados por el anemómetro acústico en la dirección del haz.

Los datos relativos al lidar y el anemómetro acústico deben promediarse aproximadamente durante un minuto.

La dirección del haz lidar debe determinarse con gran exactitud (del orden de 1° o mejor) y lo más cercanamente posible al plano horizontal. El haz lidar debe estar a la altura del anemómetro acústico (diferencia de altura igual o menor a 1 metro).

La raíz cuadrática media de las diferencias entre los datos relativos al lidar y al anemómetro acústico debe ser inferior a 0,1 m/s.

Es muy probable que el mástil cause perturbaciones del flujo de viento corriente abajo. Deben eliminarse de las estadísticas los vientos procedentes de direcciones en las que el anemómetro acústico esté en la zona perturbada.

##### 5.4.3.2 **Prueba de rendimiento en mástiles**

El mástil debe equiparse con al menos tres anemómetros de cazoletas instalados horizontalmente.

##### 5.4.3.3 **Comparación con radares meteorológicos Doppler**

Establecer una intercomparación entre lidars Doppler y radares meteorológicos Doppler puede ser una opción en los casos en que disponga de ambos sistemas. Los detalles de este tipo de intercomparación comienzan a conocerse ahora, ya que se está comenzando a llevar a cabo la instalación de sistemas que integran ambos sensores para la teledetección del campo de viento en aeropuertos con cualquier tiempo, especialmente para la detección de la cizalladura del viento. Recientemente se han realizado estudios al respecto<sup>[16;17;18]</sup>. Ambos sensores deberían instalarse y deberían registrar el mismo volumen atmosférico para estar seguros de que las intercomparaciones son representativas.

Además del requisito relativo al emplazamiento, es muy importante que se seleccionen situaciones meteorológicas en las que los objetivos de seguimiento de ambos sensores representen verdaderamente la corriente de aire. Por un lado, el lidar Doppler funciona mejor en condiciones de tiempo seco, mientras que, en condiciones de aire claro, el radar solo mide los retornos debido a la dispersión provocada por insectos. Esas señales dispersadas por insectos no proporcionan ninguna indicación exacta del movimiento real del aire. Las comparaciones con datos de lidars Doppler suelen mostrar diferencias de hasta varios metros por segundo. Por consiguiente, debe permitirse la clasificación del eco en función de los objetivos de los radares para poder descartar los retornos causados por insectos. Ello implica que los radares deban tener la capacidad de medir en dos polarizaciones lineales ortogonales. Por otro lado, las condiciones de los episodios de precipitación son óptimas para los radares, mientras que es posible que el

alcance de los lidares se reduzca considerablemente. En situaciones meteorológicas con lluvia débil o llovizna de nubes estratiformes se supone que los sensores tanto de radares como de lidares deben recopilar datos de alta calidad. Así pues, esas situaciones son las más adecuadas para este procedimiento de validación. Deben filtrarse adecuadamente los datos de los radares sobre la base de la clasificación de los objetivos y utilizando momentos de doble polarización para desechar todos los retornos que no sean de naturaleza meteorológica.

Si se cumplen estos requisitos, puede efectuarse una intercomparación entre radares meteorológicos Doppler y lidares Doppler basándose en perfiles de vientos horizontales, como los obtenidos mediante los métodos de procesamiento de la velocidad en un volumen o de representación de la velocidad acimutal. En este caso, debe considerarse la geometría de exploración. Lo ideal sería que, en relación con los ángulos de elevación, la geometría de exploración correspondiente al radar y el lidar fuese la misma. Otra opción, que aún debe examinarse, consistiría en comparar las velocidades radiales del viento reales que se hayan registrado en los sistemas radar y lidar de manera independiente en cada ventana telemétrica.

#### 5.4.3.4 Comparación con radares perfiladores de viento

Puede llevarse a cabo una comparación con radares perfiladores de viento si se dispone de ambos sistemas. Las condiciones meteorológicas en las que ambos sensores funcionan mejor no son excluyentes entre sí (suficientes trazadores de aerosoles en el caso de los lidares y suficientes remolinos de turbulencia como objetivos para la dispersión de Bragg en el caso de los perfiladores de viento). Debe procurarse que ambos sensores funcionen en condiciones atmosféricas óptimas. Asimismo, debe prestarse atención al método de exploración utilizado para obtener el perfil vertical del viento a fin de que los volúmenes registrados por el lidar y el perfilador de viento coincidan.

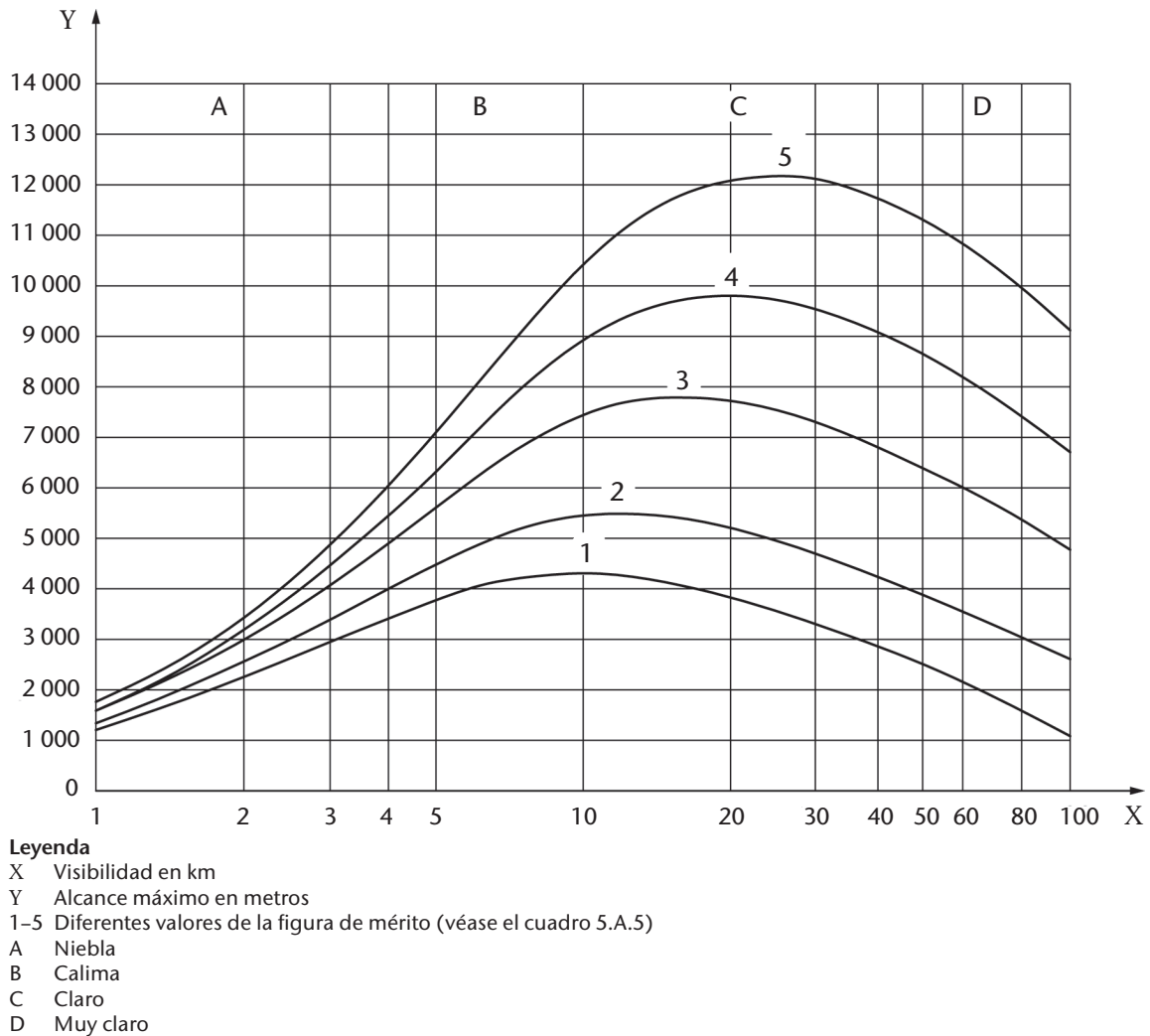
#### 5.4.4 Validación del alcance operativo máximo

En condiciones de cielo despejado, la atmósfera puede describirse en función de la visibilidad,  $V$ , la concentración de aerosoles y el tipo de aerosol. Al menos los dos últimos pueden describirse de forma adecuada utilizando los dos parámetros ópticos de los lidares; los coeficientes de extinción y retrodispersión. La visibilidad (véase, por ejemplo, la norma ISO 28902-1) y la humedad se miden mediante sensores meteorológicos terrestres locales comunes, pero no ocurre lo mismo en relación con el tipo de aerosol y su distribución por tamaño. Simplificando la idea, los tipos de atmósfera pueden clasificarse en unas pocas categorías en función de su relación de lidar. Los valores de la relación de lidar en el infrarrojo cercano suelen estar comprendidas en una horquilla de entre 30 y 50 estereorradianes.  $R_{\text{MaxO}}$  no dependerá excesivamente de la variabilidad de los aerosoles en el emplazamiento, salvo en casos en que haya fuentes de contaminación locales.

La visibilidad es un parámetro importante para el alcance del lidar. La ecuación del lidar (véase la fórmula 5.A.4) indica que la potencia recibida es proporcional al coeficiente de retrodispersión, disminuye exponencialmente a medida que aumenta el coeficiente de extinción y, por tanto, se incrementa a medida que aumenta la visibilidad. Dado que  $\alpha(x)$  y  $\beta(x)$  son proporcionales, existe un valor máximo para la función  $P_r(t)$  (véase la ecuación del lidar en la fórmula 5.A.4 y la figura 5.A.7) y, por tanto, también para  $R_{\text{MaxO}}$ .

Las condiciones desfavorables para la visibilidad (niebla y cielos muy despejados) se descartan para que los datos de los lidares Doppler para la medición del viento sean coherentes, y solo se seleccionan las condiciones de calima y clara visibilidad para las mediciones del alcance.

En la actualidad, los lidares pueden funcionar en condiciones de precipitación, pero pueden adolecer de errores en su determinación del componente vertical del viento. Sin embargo, se ha demostrado que el componente horizontal es muy exacto (véase la referencia [18]).



**Figura 5.A.7. Dependencia del alcance operativo máximo de la señal heterodina Doppler respecto de las condiciones de visibilidad**

**Cuadro 5.A.5. Números de la gráfica**

Número de la gráfica	1	2	3	4	5
Figura de mérito típica para un tiempo de integración de 1 segundo ( $\text{mJ ns m}^2$ )	20	30	60	100	150

Dado que la retrodispersión varía rápidamente cuando se dan valores de humedad relativa elevados, deben eliminarse del conjunto de datos de las mediciones los datos obtenidos con una humedad relativa superior al 70%. Por tanto, no se consideran las condiciones de precipitación (lluvia, nieve).

Además, el índice de turbulencia,  $Cn^2$ , que depende de la temperatura y la altitud, puede modificar el  $R_{\text{MaxO}}$  alterando el frente de onda del haz. Las condiciones de fuerte turbulencia deben eliminarse de los conjuntos de datos (días soleados alrededor del mediodía), y debe seguirse un protocolo experimental.

Así pues, la validación debe llevarse a cabo en estas condiciones:

- se hace funcionar el lidar en condiciones operativas (perfil vertical para perfiladores, elevación baja para lidares de exploración);

- b) todo el alcance de medición está comprendido en la capa límite planetaria;
- c)  $10 \text{ km} < \text{visibilidad} < 50 \text{ km}$  (para longitudes de onda visibles, la dependencia respecto de la longitud de onda se establece en la norma ISO 28902-1);
- d) no hay precipitación;
- e) no hay nubes en la línea de visibilidad;
- f)  $C_n^2 < 10^{-14} \text{ m}^{-2/3}$  (1 metro sobre el nivel del suelo).

Los datos que no se hayan obtenido en esas condiciones deben descartarse para la evaluación del alcance operativo máximo.

- a) Las condiciones del contexto se registran de manera simultánea (temperatura,  $C_n^2$ , visibilidad, humedad relativa).
- b) Los conjuntos de datos se crean respetando las condiciones atmosféricas mencionadas. Se necesitan al menos 100 horas de datos filtrados para considerar que un conjunto de datos estadísticos es bueno. Ello representa unos cuatro días de mediciones acumuladas con un tiempo de acumulación de 1 segundo. En función de las condiciones atmosféricas, el período de evaluación puede durar entre cuatro días y un mes.

## 6. PLANIFICACIÓN DE LAS MEDICIONES E INSTRUCCIONES PARA LA INSTALACIÓN

### 6.1 Requisitos para el emplazamiento

La selección del emplazamiento para la medición viene determinada principalmente por la propia tarea de medición. Se necesita seleccionar con cautela el emplazamiento para la medición teniendo en cuenta, particularmente, los sistemas estacionarios o la utilización cuasiestacionaria de sistemas móviles en campañas de medición de larga duración.

Al seleccionar un emplazamiento para la medición deben considerarse estos aspectos:

- a) visión despejada: la visibilidad ilimitada puede verse restringida por zonas construidas, árboles y edificios cercanos al emplazamiento de la instalación del lidar. Cuando la visión se ve limitada por edificios, es posible evitar la limitación de la visión horizontal escogiendo un ángulo de elevación superior. Para la exploración de la representación de la velocidad acimutal deben eliminarse de la evaluación las señales de la medición procedentes de los obstáculos y no de la atmósfera libre;
- b) radiación electromagnética: los sistemas lidar Doppler para la medición del viento deben protegerse adecuadamente frente a las interferencias de la radiación electromagnética (procedentes, por ejemplo, de redes de radares, radio móvil o telefonía móvil).

Se recomienda la inspección temprana de los emplazamientos previstos para la medición con la participación de expertos (como meteorólogos).

Para lograr una recuperación óptima en el alcance operativo, el lidar debería instalarse en un terreno cubierto por una capa de hierba de escasa longitud y en el que no haya estructuras cercanas que pudieran causar turbulencias atmosféricas que afectasen al funcionamiento y el rendimiento del lidar. El lidar debería instalarse al menos 3 metros sobre el nivel del suelo, especialmente cuando no se sitúe en un terreno cubierto de hierba (por ejemplo, hormigón, asfalto o una plataforma metálica lisa), para evitar las repercusiones de las turbulencias cercanas a la salida óptica que destruirían la coherencia de la atmósfera y, por tanto, mermarían la detección de forma notable.



## 6.2 **Condiciones que limitan el funcionamiento general**

Los factores de interferencia en las mediciones del viento mediante lidares Doppler son estos:

- a) nubes visualmente espesas;
- b) precipitación de cualquier tipo (lluvia, granizo, nieve);
- c) elementos de bloqueo (edificios).

## 6.3 **Mantenimiento y prueba operativa**

### 6.3.1 **Información general**

Se deben llevar a cabo actividades de mantenimiento y pruebas operativas de forma periódica para garantizar que el sistema funciona de la manera prevista y descartar desviaciones y errores técnicos, por ejemplo desajustes<sup>[19]</sup>. Además de la información que se proporciona a continuación, puede consultar los alcances comunes de las aplicaciones y sus requisitos correspondientes en el adjunto D.

### 6.3.2 **Mantenimiento**

Las tareas de mantenimiento, como la limpieza regular de los componentes ópticos o la calibración, deben realizarse como un requisito básico para el aseguramiento de la calidad. Los procedimientos de mantenimiento deben llevarse a cabo por el personal *in situ*, detectando automáticamente mediante programas informáticos las disminuciones de la señal causadas, por ejemplo, por depósitos de polvo, corrigiendo los datos de forma adecuada, o combinando ambas tareas. Las actividades de mantenimiento se llevan a cabo normalmente en intervalos de tres meses, dependiendo de las condiciones medioambientales.

### 6.3.3 **Prueba operativa**

Las pruebas operativas deberían efectuarse de forma periódica en intervalos de entre 6 y 36 meses. Estas dependen del diseño concreto del sistema. El fabricante debe concretar los procedimientos de prueba necesarios y proporcionar los instrumentos que se requieren con ese fin.

- a) La potencia y la frecuencia de salida de la fuente láser deberían medirse periódicamente siguiendo los intervalos indicados por el fabricante.
- b) La señal de salida del sistema de obtención de datos que reacciona ante un pulso luminoso u objetivo definidos debería medirse periódicamente siguiendo los intervalos indicados por el fabricante.
- c) Para los sistemas de exploración u orientación, debería llevarse a cabo una prueba de alineación utilizando un instrumento calibrado (como una brújula o un medidor de inclinación).

### 6.3.4 **Incertidumbre**

En el cuadro 5.A.6 se recopilan efectos que contribuyen a la incertidumbre de las variables de medición y la velocidad del viento en la línea de visibilidad. Estas contribuciones a la incertidumbre de las variables de medición afectan a la calidad de los datos producidos por el sistema. Las principales incertidumbres se producen como resultado de:

- a) el proceso de calibración inicial del sistema llevado a cabo por el fabricante;
- b) las condiciones medioambientales predominantes.

**Cuadro 5.A.6. Efectos que causan incertidumbre**

<i>Variables de medición</i>	<i>Efectos que causan incertidumbre</i>
Relación señal-ruido	<ul style="list-style-type: none"> <li>a) Ruido, incluido el ruido de los detectores</li> <li>b) Efecto de titilación (cuando se promedian pocos pulsos durante el período de medición)</li> <li>c) Potencia del láser o fluctuaciones de la anchura del pulso</li> <li>d) Turbulencia del índice de refracción (temperatura)</li> <li>e) Retardo angular con velocidades de rotación rápidas</li> </ul>
Desplazamiento de frecuencia, $\Delta f$	<ul style="list-style-type: none"> <li>a) Sesgo y fluctuaciones de la frecuencia de los pulsos emitidos en comparación con la frecuencia del oscilador local</li> <li>b) Longitud de los pulsos</li> <li>c) Relación señal-ruido</li> <li>d) Promedio de pulsos</li> <li>e) Calidad del estimador</li> </ul>
<i>Variable establecida como objetivo</i>	<i>Contribución a la incertidumbre</i>
Velocidad del viento en la línea de visibilidad (velocidad radial del viento)	<ul style="list-style-type: none"> <li>a) Turbulencia del viento</li> <li>b) Viento de gradiente en la línea de visibilidad</li> <li>c) Objetivos sólidos cercanos a la ventana telemétrica</li> <li>d) Ambigüedades del alcance</li> <li>e) Exactitud de la orientación</li> </ul>

## **ADJUNTO A. LIDAR DOPPLER DE ONDA CONTINUA PARA LA CARACTERIZACIÓN DEL VIENTO**

*(con carácter informativo)*

Como se indica en el presente anexo, existen varios métodos para medir el viento atmosférico mediante lidar. Los cuatro más habituales son el lidar de viento Doppler de onda continua y de onda pulsada coherentes, el lidar de viento Doppler de detección directa y el lidar de viento Doppler de resonancia (utilizado con más frecuencia para las mediciones de la capa de sodio mesosférica).

En este anexo se describe el uso de los sistemas lidar Doppler de pulso heterodino. Cabe señalar que también se está elaborando la norma ISO 28902-3, que describe el uso del lidar Doppler de onda continua coherente para la medición del viento atmosférico. Dicha norma especificará los requisitos y los procedimientos de prueba del funcionamiento de las técnicas de lidar Doppler de onda continua y presentará sus ventajas y limitaciones. En el presente anexo, el término "lidar Doppler de onda continua", o "lidar de viento Doppler de onda continua", hace referencia a los sistemas lidar de onda continua que miden las características del viento a partir de la dispersión de la luz de un láser por los aerosoles presentes en la atmósfera dentro de la capa límite a baja altitud. Se describen las geometrías de medición típicas, las opciones de procesamiento de la señal, los requisitos de rendimiento y los límites en condiciones atmosféricas tipo. Cabe citar las siguientes aplicaciones de los lidares de onda continua:

- a) energía eólica;
- b) evaluación de los recursos eólicos;
- c) verificación de la curva de potencia;
- d) factores de pérdida durante la explotación de parques eólicos;
- e) vigilancia de los peligros relacionados con el viento para aplicaciones de meteorología aeronáutica;
- f) cizalladura del viento;
- g) requisitos para la detección de vórtices de estela detrás de aeronaves.

La norma ISO 28902-3 estará destinada a los fabricantes de lidares Doppler de onda continua para la caracterización del viento, así como a los organismos que se ocupan de probarlos y certificar su conformidad con ella. Asimismo, contendrá recomendaciones dirigidas a los usuarios para que utilicen esos instrumentos adecuadamente. Se facilitará una bibliografía exhaustiva de publicaciones independientes al respecto.

---

## ADJUNTO B. EXTRACCIÓN DEL VECTOR VIENTO

(con carácter informativo)

### B.1 Generalidades

El viento es una magnitud vectorial tridimensional y, por regla general, el campo de viento depende del espacio y del tiempo. Por ello, la medición del viento instantáneo en un punto dado siempre requiere la determinación de las tres componentes vectoriales. Un solo lidar Doppler puede medir únicamente la componente (o proyección) del vector viento en la línea de visión del haz del láser, por lo que harían falta tres sistemas lidar distintos para realizar una medición exacta de un punto específico en un momento dado. Sobre la base de determinados supuestos, es posible estimar todo el vector viento con un solo lidar Doppler "monoestático". Este proceso se denomina "extracción del viento", ya que la exactitud de la estimación del vector viento depende de la validez de los supuestos relativos al campo de viento.

### B.2 Sistema de coordenadas

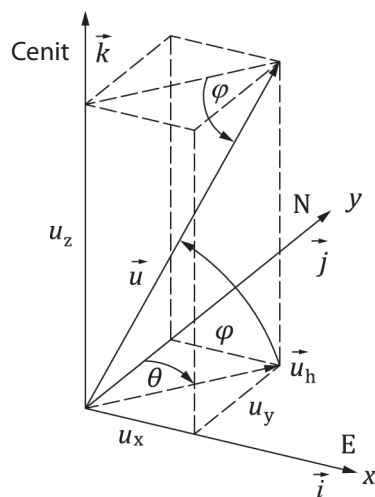
En la figura siguiente se muestra el vector viento  $\vec{u}(\vec{r}, t)$  en el sistema de coordenadas cartesianas, con los vectores unitarios  $\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}$ . Las componentes  $u_x, u_y, u_z$  son funciones escalares de la posición, y el tiempo,  $\vec{r} = \vec{r}(x, y, z, t)$ , es la posición del radio vector de una parcela de aire.

$$\vec{u} = \frac{d\vec{r}}{dt} = \begin{pmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{pmatrix} \quad (\text{B.1})$$

o

$$\vec{u} = (u_x \cdot \vec{i} + u_y \cdot \vec{j} + u_z \cdot \vec{k}) \quad (\text{B.2})$$

El sistema de coordenadas de la figura apunta hacia el este (E) en la dirección positiva del eje x ( $\vec{i}$ ), hacia el norte (N) en la dirección positiva del eje y ( $\vec{j}$ ) y t hacia el cénit en la dirección positiva del eje z ( $\vec{k}$ ).



Sistema de coordenadas y vectores viento

Considerando  $\theta$  y  $\phi$ , las componentes en coordenadas cartesianas son:

$$\begin{aligned} u_x &= U \cdot \cos \phi \cdot \sin \theta \\ u_y &= U \cdot \cos \phi \cdot \cos \theta \\ u_z &= U \cdot \sin \phi \end{aligned} \quad (\text{B.3})$$

y el vector viento tridimensional se convierte en:

$$\vec{u} = \begin{pmatrix} U \cdot \cos \phi \cdot \sin \theta \\ U \cdot \cos \phi \cdot \cos \theta \\ U \cdot \sin \phi \end{pmatrix} \quad (\text{B.4})$$

Ejemplo: Viento horizontal del oeste:  $\theta = 90^\circ$ ,  $\phi = 0^\circ$

$$\Rightarrow u_x = U, u_y = u_z = 0 \quad \vec{u} = (U, 0, 0)$$

### B.3 Vector viento horizontal

El vector viento horizontal,  $\vec{u}_h$ , y la proyección horizontal del vector viento tridimensional,  $\vec{u}$ , de la figura se expresa como:

$$\vec{u}_h = \begin{pmatrix} u_x \\ u_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_h \cdot \sin \theta \\ u_h \cdot \cos \theta \end{pmatrix} \quad (\text{B.5})$$

o, en notación de componentes, como:

$$u_h = |\vec{u}_h| = U \cdot \cos \phi = \sqrt{u_x^2 + u_y^2} \quad (\text{B.6})$$

El valor  $u_h$  representa la velocidad del viento horizontal, lo que comúnmente llamamos velocidad del viento. Según la convención meteorológica, la dirección del viento se define como la dirección opuesta al vector viento,  $\vec{u}_h$ . Se desplaza en sentido dextrorso a partir del norte, pasando por el este, el sur y el oeste (véase la figura anterior).

En el caso de un lidar que realiza barridos de un disco a un ángulo de elevación fijo en condiciones de flujo de viento uniforme, los distintos puntos de velocidad en la línea de visión trazan una forma cosenoidal como una función del ángulo acimutal. Los máximos de la función corresponden al ángulo acimutal alineado en sentido paralelo o antiparalelo a la dirección del viento. La función pasa por el cero cuando el ángulo acimutal es perpendicular al rumbo del viento, ya que no hay ninguna componente de la velocidad en la línea de visión. Para facilitar su análisis, los datos también se representan en gráficos polares, que proporcionan información de un vistazo sobre la velocidad, la dirección y la componente vertical del viento. Realizando un ajuste por mínimos cuadrados ordinarios se obtienen las mejores estimaciones de los valores de los tres parámetros desconocidos (ya sea de  $u$ ,  $v$  y  $w$  o de la velocidad horizontal, la velocidad vertical y la dirección del viento).

### B.4 Velocidad radial

En las mediciones con lidar, la componente  $v_r$  del vector viento local  $\vec{u}(\vec{r}, t)$  en la dirección del haz del láser, es decir, la velocidad radial en una posición arbitraria  $\vec{r}$ , es el mesurando directo determinado a partir del desplazamiento de frecuencia Doppler (véase la figura 5.A.5). Si el vector viento  $\vec{u}(\vec{r})$  se expresa en un sistema de coordenadas esféricas  $(\vec{e}_r, \vec{e}_\theta, \vec{e}_\phi)$  en vez de en un sistema de coordenadas cartesianas  $(\vec{i}, \vec{j}, \vec{k})$ , la velocidad radial,  $v_r$ , puede determinarse fácilmente (en comparación con la fórmula B.2)<sup>[20]</sup>:

$$\vec{u}(\vec{r}) = \vec{u}(r, \theta, \phi) = (u_r \cdot \vec{e}_r + u_\theta \cdot \vec{e}_\theta + u_\phi \cdot \vec{e}_\phi) \quad (\text{B.7})$$

donde:

- $\bar{e}_r$  es el vector unitario en la dirección del haz;
- $\bar{e}_\theta, \bar{e}_\phi$  son los vectores unitarios en la dirección del acimut y de la elevación; y
- $u_r, u_\theta, u_\phi$  son las componentes ortogonales del vector viento del sistema de coordenadas a lo largo del barrido.

La proyección del vector viento  $\bar{u}(\bar{r})$  en la dirección del haz, es decir, el producto escalar ( $\circ$ ), puede obtenerse con la fórmula siguiente:

$$\bar{u}(\bar{r}) \circ \bar{e}_r = u_r \equiv v_r \equiv -v_{\text{LOS}} \quad (\text{B.8})$$

$v_{\text{LOS}}$  equivale por convención a la componente radial negativa  $v_r$  del vector viento local en la posición  $\bar{r}$ . El signo negativo de  $v_{\text{LOS}}$  se debe a la convención de que en los sistemas lidar la velocidad del viento se considera positiva en dirección al láser.

Aplicando la relación de transformación conocida entre las coordenadas esféricas y cartesianas<sup>[19]</sup>,  $v_r$  puede expresarse con las componentes cartesianas del viento  $u_x, u_y, u_z$  de la siguiente manera:

$$v_{\text{LOS}} = -v_r = -(u_x \cdot \cos \phi \cdot \sin \theta + u_y \cdot \cos \phi \cdot \cos \theta + u_z \cdot \sin \phi) \quad (\text{B.9})$$

### B.5 Extracción del vector viento

La atmósfera debería explorarse en diferentes ángulos para detectar las componentes (cartesianas)  $u_x, u_y, u_z$  del vector viento con un lidar de viento Doppler.

Nota: También se suele hacer referencia a las componentes del viento  $u_x, u_y, u_z$  como  $u, v, w$ .

Sin embargo, normalmente todas las componentes del viento están sujetas a fluctuaciones espaciales y temporales, ya que el campo de viento en general no puede considerarse homogéneo y estacionario debido a diversos procesos atmosféricos de pequeña escala, como las ondas gravitatorias, la convección, la turbulencia o los efectos del flujo causados por la orografía. Por consiguiente, deben formularse supuestos de homogeneidad para extraer una estimación del vector viento a partir de las componentes radiales. Cuanto más válido sea ese supuesto, más representativa será la estimación del campo de viento real. Este problema se ha estudiado ampliamente en numerosas publicaciones y se explica en los libros de textos tanto en relación con los radares como con los lidares; véanse, por ejemplo, las referencias [21] y [22].

Por consiguiente, si se asegura que el campo de viento puede considerarse estacionario a lo largo del período de medición y horizontalmente homogéneo en el volumen muestreado, es decir, si el campo de viento es solo una función de la coordenada vertical  $z$ , las mediciones del viento radial para una altura geométrica fija vienen dadas por la ecuación de matrices simple siguiente:

$$A \cdot u = v_r \quad (\text{B.10})$$

Las filas de esta matriz  $A$  ( $n \times 3$ ) están formadas por los vectores unitarios de dirección que describen el sentido al que apuntan los haces  $n$ . El vector  $v_r$  también es de dimensión  $n$  y contiene los vientos radiales obtenidos en las direcciones de apunte  $n$ . Para los productos escalares (internos)  $n$ , esto no es más que una notación compacta, como la que figura en la fórmula B.8. Si  $n = 3$ , la matriz inversa  $A^{-1}$  existe si  $A$  tiene rango 3 (por ejemplo, todos los vectores de fila son linealmente independientes) y el vector viento puede obtenerse directamente con la fórmula siguiente:

$$u = A^{-1} \cdot v_r \quad (\text{B.11})$$

Si  $n > 3$  y  $\text{rg}(A) = 3$ , el sistema lineal está sobredeterminado y normalmente tiene una solución o ninguna (solución exacta) en absoluto. No obstante, una solución aproximada sería minimizar  $A \cdot u - v_r^2$ . Esta solución del mínimo cuadrado puede expresarse mediante la pseudoinversa  $(A^T A)^{-1} \cdot A^T$  de la matriz  $A$ , como se muestra en la fórmula B.12:

$$u = (A^T A)^{-1} \cdot A^T \cdot v_r \quad (\text{B.12})$$

$A^T$  denota la transposición de la matriz  $A$ . La fórmula B.12 es suficientemente general y describe todas las configuraciones de barrido posibles con  $n$  direcciones de apunte del haz discretas. Debe prestarse especial atención cuando se utilice en la práctica esta fórmula para obtener resultados numéricamente estables.

Generalmente, los lidares Doppler utilizan la técnica de oscilación del haz Doppler y los métodos de representación de la velocidad acimutal como sistema de barrido.

En el caso de la técnica de oscilación del haz Doppler, las mediciones se efectúan en al menos tres direcciones linealmente distintas. Este método permite realizar barridos de manera muy rápida, pero puede arrojar mediciones sesgadas si el campo de viento no es homogéneo. Es posible hasta cierto punto verificar la validez de los supuestos para la extracción (homogeneidad y estacionalidad) si se emplean más de tres direcciones. En la referencia [23] puede consultarse un ejemplo específico del método de oscilación de haz Doppler en el que  $n = 3$  y  $n = 4$ .

En el caso del barrido con representación de la velocidad acimutal, el acimut de la dirección del haz varía en una operación de barrido continua. La variación del ángulo acimutal durante la serie de mediciones arroja diferentes proyecciones del vector viento local en esas direcciones de medición. El ángulo de elevación se mantiene constante durante el proceso. Inicialmente, este método se propuso para los campos de viento horizontalmente homogéneos<sup>[24]</sup>. Los estudios ulteriores se ampliaron para incluir una variación lineal adicional de las componentes del vector<sup>[25]</sup>. En el caso de un campo de viento homogéneo, el resultado es un perfil sinusoidal de la velocidad medida  $v_{\text{LOS}}$ .

Si el lidar es lo suficientemente potente como para realizar varios barridos acimutales a diferentes elevaciones en un tiempo razonable, estos pueden combinarse para compilar un barrido de todo el volumen. Ello permite utilizar un modelo más complejo del campo de viento que puede ajustarse al vector de observaciones de  $v_r$ . En otras palabras, al igual que la fórmula B.10, es posible ampliar aún más la serie de Taylor incorporando también la cizalladura del viento, esto es, las primeras derivadas espaciales. En el caso de los radares Doppler, este procedimiento es habitual y se conoce como procesamiento de la velocidad en un volumen. El primer estudio al respecto se publicó en la referencia [26]. Este análisis da lugar, pues, a la fórmula B.13 en vez de a la fórmula B.10:

$$\begin{aligned} v_r = & \sin \theta \cdot \cos \phi \cdot u_0 + \cos \theta \cdot \cos \phi \cdot v_0 + \sin \phi \cdot w_0 \\ & + r \cdot \sin^2 \theta \cdot \cos^2 \phi \cdot u'_x \\ & + r \cdot \cos^2 \theta \cdot \cos^2 \phi \cdot v'_y \\ & + r \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \cdot \cos^2 \phi \cdot (u'_y + v'_x) \\ & + \sin \phi \cdot (r \cdot \sin \phi - z_0) \cdot w'_z \\ & + \sin \theta \cdot \cos \phi \cdot (r \cdot \sin \phi - z_0) \cdot (u'_z + w'_x) \\ & + \cos \theta \cdot \cos \phi \cdot (r \cdot \sin \phi - z_0) \cdot (v'_z + w'_y) \end{aligned} \quad (\text{B.13})$$

Cabe señalar que este modelo no permite extraer información sobre la vorticidad horizontal, ya que  $u'_y$  y  $v'_x$  solo aparecen como una suma en la fórmula B.13. En la referencia [16], este método se aplica a datos obtenidos con lidar frente a los obtenidos con radares meteorológicos Doppler.



## **ADJUNTO C. APLICACIONES**

*(con carácter informativo)*

### **C.1 Energía eólica**

#### **C.1.1 Generalidades**

En la actualidad, una de las principales dificultades del mercado de la energía eólica es estimar de manera óptima la producción eléctrica futura de un parque eólico. Actualmente, esta se estima a partir de la mejor evaluación posible del potencial eólico de un emplazamiento en concreto y de lo que una turbina eólica puede producir con el viento que recibe y de una evaluación adecuada de la pérdida total de producción que puede ocurrir durante la explotación del parque eólico. Estas pérdidas pueden deberse a estelas, a una disminución del rendimiento energético de la turbina, a los períodos de inactividad durante la explotación y las operaciones de mantenimiento del parque eólico y a otros parámetros que pueden afectar el funcionamiento general del parque. Hoy en día, el lidar Doppler coherente en tierra resulta una herramienta adecuada durante todas las fases de explotación de un parque eólico, desde la fase de desarrollo, hasta la puesta en marcha, la explotación y la repotenciación de parques antiguos.

#### **C.1.2 Evaluación de los recursos eólicos**

Actualmente, todos los principales desarrolladores del mercado de la energía eólica utilizan ampliamente el lidar perfilador vertical en tierra (tanto del tipo de onda pulsada como de onda continua) para obtener datos con un grado de exactitud muy alto sobre la velocidad del viento y reducir la incertidumbre horizontal y vertical durante el proceso de evaluación de los recursos eólicos. En la actualidad, es posible utilizar lidars Doppler coherentes en tierra sin mástil durante dicho proceso y los datos así obtenidos se consideran rentables. Habida cuenta del tamaño de las turbinas eólicas y de la altura que pueden alcanzar, el lidar permite evaluar adecuadamente el perfil de viento vertical, que es crítico para el diseño de una turbina eólica. La cizalladura vertical del viento (cambio de la velocidad del viento en el eje vertical) y el giro vertical del viento (cambio de la dirección del viento en el eje vertical) son dos elementos clave que habrá que tener en cuenta, pues pueden afectar la producción de energía anual de un parque eólico.

Los parques eólicos se están trasladando cada vez más a alta mar y, actualmente, los sistemas lidar terrestres de exploración por pulsos permiten evaluar los recursos eólicos en alta mar realizando barridos desde la costa. Ello permite disminuir la incertidumbre horizontal de las evaluaciones de los recursos eólicos a mucho menor costo que el mástil meteorológico en alta mar típico. Además, la correlación del viento medido con el lidar de barrido puede servir para validar algunos modelos de viento para la transición del viento en alta mar a tierra firme.

#### **C.1.3 Verificación de la curva de potencia**

##### **C.1.3.1 Generalidades**

La norma 61400-12-1 de la Comisión Electrotécnica Internacional (IEC)<sup>[27]</sup> en vigor prevé la utilización de mástiles meteorológicos para verificar la curva de potencia de una turbina eólica. Habida cuenta del nivel de desarrollo del lidar terrestre para la evaluación de los recursos eólicos, la norma IEC 61400-12-1 está en proceso de actualización e incluirá los lidars perfiladores de viento terrestres para la verificación de la curva de potencia.

La norma relativa a la verificación de la curva de potencia también comprenderá un nuevo método de medición que utiliza la curva de potencia equivalente del rotor. Este método considera y utiliza todo el perfil de viento del diámetro del rotor para estimar el viento entrante total en un plano en vez de a la altura del buje solamente.

Además del perfilador vertical, cuando no es posible alcanzar una turbina eólica dentro de los  $2,5D$  de distancia del viento libre de la turbina eólica (donde  $D$  es el diámetro del rotor), el lidar de exploración en tierra también puede utilizarse para verificar la curva de potencia realizando un barrido desde la superficie hasta el frente de la turbina.

### C.1.3.2 Factores de pérdida durante la explotación del parque eólico

Cuando se considera la posibilidad de instalar un parque eólico, los constructores deberán tener en cuenta determinados coeficientes de pérdida para calcular la producción eléctrica anual y, cuanto más exacta sea esa información, mejor será el proyecto y más fácil será financiarlo.

Diversos programas utilizan lidares terrestres para la validación del coeficiente de déficit por pérdidas por estelas. Los principales constructores y propietarios de parques eólicos cuentan con su propia herramienta de modelización de los flujos de vientos para optimizar el diseño y la composición de los parques eólicos y, actualmente, los lidares terrestres son la herramienta adecuada para validar esos modelos gracias a los datos que generan. Por lo que respecta a la optimización del funcionamiento del parque eólico, se utilizan ampliamente lidares montados sobre la góndola de la turbina para el control de turbinas, el desalineamiento de la guiñada o la calibración del anemómetro montado en la góndola.

## C.2 Vigilancia de los peligros relacionados con el viento para aplicaciones de meteorología aeronáutica

### C.2.1 Generalidades

A la luz de los avances tecnológicos y del crecimiento del tráfico aéreo mundial, hay varios proyectos en marcha en todo el mundo para renovar y optimizar la normativa de gestión del tráfico aéreo, como el proyecto Investigación sobre la gestión del tráfico aéreo en el contexto del Cielo Único Europeo en Europa<sup>[28]</sup> y el proyecto NextGen en los Estados Unidos de América. En el ámbito de la meteorología aeronáutica, se ha hecho hincapié en dos importantes aplicaciones: las mediciones de la cizalladura del viento y los vórtices de estela. Para estas dos aplicaciones, en la actualidad se considera que los lidares Doppler coherentes son sensores bien adaptados y eficaces para mejorar las observaciones del viento a fin de aumentar la seguridad y optimizar el tráfico aéreo.

### C.2.2 Cizalladura del viento

La cizalladura del viento se define como un cambio significativo de los vientos de frente o de cola en la trayectoria de despegue y de aproximación que puede afectar a las aeronaves<sup>[29]</sup>. No es posible equilibrar esos cambios bruscos de la velocidad del aire con aceleración o desaceleración debido a los efectos inerciales, por lo que la sustentación y la resistencia aerodinámica y, por tanto, la trayectoria de vuelo resultante, cambian. Los efectos de la cizalladura del viento son particularmente peligrosos si se producen cerca de la superficie, es decir, durante el despegue o el aterrizaje, en cuyo caso pueden provocar accidentes graves. Por ese motivo, desde la Conferencia de Chicago, la Organización Internacional de Aviación Civil (OACI) toma precauciones contra las amenazas de la cizalladura del viento sobre el tráfico aéreo civil, estableciendo normas al respecto recogidas en el Anexo 3 al Convenio Internacional de Aviación Civil, *Servicio meteorológico para la navegación aérea internacional*<sup>[29]</sup> y el *Manual sobre cizalladura del viento a poca altura* (Doc 9817)<sup>[30]</sup>. En el Anexo 3 del Convenio se distinguen dos aspectos de la cizalladura del viento: los avisos y las alertas de la cizalladura del viento.

- a) Las alertas de cizalladura del viento son alertas automáticas de la intensidad de la cizalladura del viento observada mediante sistemas de teledetección en tierra que se crean cuando se detecta un cambio del viento de frente/de cola de más de 15 kn (7,5 m/s).

Según se especifica en la referencia [30], el peligro de la cizalladura del viento se debe principalmente a los vientos horizontales fuertes que producen cambios bruscos de los vientos de frente y de cola que actúan sobre la aeronave.

- b) Los avisos de cizalladura del viento darán información concisa sobre la presencia observada o prevista de cizalladura del viento que pudiera afectar adversamente a las aeronaves en los primeros 500 m de altura y durante la trayectoria de despegue o la aproximación. Las oficinas meteorológicas que realizan observaciones meteorológicas en los aeródromos elaboran estos avisos, que preparan “manualmente” a partir de todas las observaciones (desde tierra y desde aeronaves) y predicciones meteorológicas disponibles.

De conformidad con las mejores prácticas descritas en la referencia [30], los lidares Doppler coherentes son idóneos para la preparación de alertas y/o avisos de cizalladura del viento por los motivos siguientes:

- a) Las zonas de interés son la trayectoria de despegue y la aproximación, que pueden sondearse con un lidar de exploración Doppler coherente con indicador de posición panorámica (típicamente de 3° de elevación) o barridos de la trayectoria de planeo<sup>[31]</sup> o líneas de visión en la trayectoria de planeo.
- b) Para las alertas de cizalladura del viento, se sondeará una superficie equivalente a dos extensiones de 3 millas náuticas de las pistas, es decir, una distancia de medición de al menos 7 km. La distancia de medición debería ser de 7 km como mínimo en condiciones atmosféricas adecuadas (descritas en la sección 5).
- c) Las alertas de cizalladura del viento se elaboran para las tres franjas (de 1 milla náutica) que componen la extensión de cada lado de las pistas, normalmente llamadas ARENA (por su acrónimo inglés, AREa Noted for Attention, zona de vigilancia). Para calcular las diferencias de los vientos de frente o de cola, se necesitan como mínimo dos puntos, lo que equivale a una resolución requerida teórica mejor que 1,852 km. Sin embargo, para lograr alertas de cizalladura del viento más exactas y poder vigilar todos los tipos de cizalladura del viento, especialmente los de menor escala, esto es, las microrráfagas (> 1,5 km), los radares y lidares generalmente utilizan una resolución en distancia de 200 m.
- d) La OACI establece en sus documentos la frecuencia de alertas típica adecuada para la detección de la cizalladura del viento, que, según las mejores prácticas en todo el mundo, varía entre 1 y 3 minutos.
- e) Sobre todo, cabe destacar que la configuración (por ejemplo, tiempo acumulado, velocidad de barrido, frecuencia de alertas, forma de la zona de exploración y distancia de exploración) de un equipo como un lidar dedicado a las alertas o los avisos de cizalladura del viento debería adaptarse a los requisitos locales (fenómeno de cizalladura del viento local dominante y las necesidades de los usuarios, como los controladores del tráfico aéreo).

Además, los sistemas lidar Doppler que cumplan los requisitos establecidos en el adjunto D deberían considerarse un complemento útil de las observaciones de radar meteorológico Doppler, ya que su funcionamiento resulta complementario en presencia de precipitación. Los lidares Doppler funcionan mejor en condiciones de aire claro, mientras que, en esas condiciones, los radares Doppler solo reciben señales débiles y, por el contrario, mientras que la precipitación limita las observaciones con lidar Doppler, en presencia de esta, el radar Doppler funciona de forma óptima. En la referencia [31] puede consultarse un ejemplo de la configuración del Aeropuerto Internacional de Hong Kong que incluye un lidar Doppler.

### C.2.3 **Requisitos para la detección de vórtices de estela detrás de aeronaves**

Interesa sumamente al sector del control del tráfico aéreo el estudio de los vórtices de estela porque su fuerza (generalmente caracterizada por su circulación) determina la distancia mínima de separación entre aeronaves para garantizar la seguridad. Los vórtices de estela son dos flujos horizontales rotatorios fuertes que nacen de los extremos de las alas. Los genera la sustentación

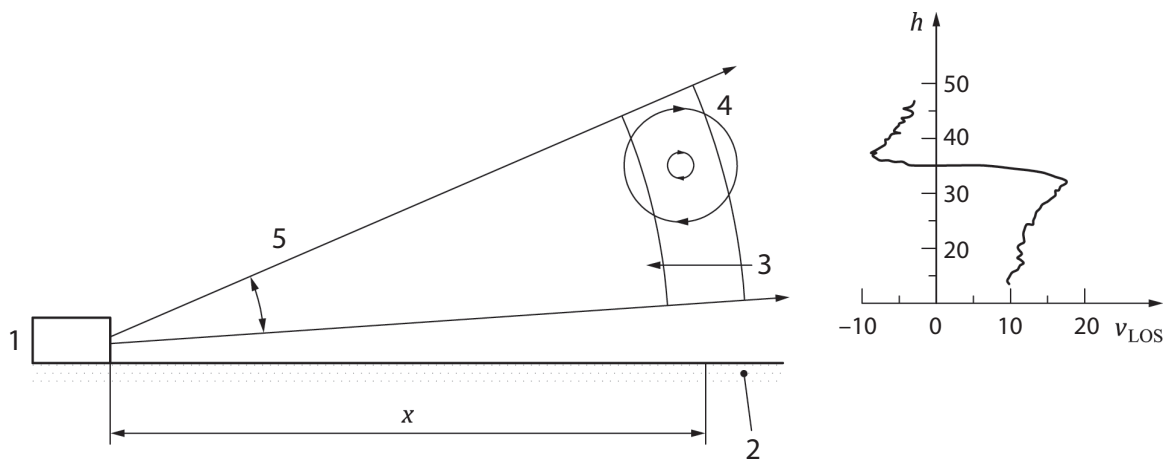
de la aeronave, que provoca un flujo de aire desde la parte inferior de las alas alrededor de los extremos hacia la parte superior. Los vórtices de estela son muy estables en comparación con las turbulencias y pueden durar hasta 3 minutos en condiciones atmosféricas estables. Su circulación depende del peso de la aeronave, la velocidad del aire y la envergadura del ala. Miden aproximadamente 20 m, pero pueden resultar muy peligrosos, especialmente en las fases de despegue y aterrizaje del vuelo.

Por ello, desde la década de 1960, la OACI viene creando normas para establecer las distancias de separación según las tres categorías de aeronaves. Como consecuencia del aumento del tráfico aéreo y del desarrollo de aeronaves superpesadas, diversos proyectos tienen por objeto revisar las normas de control del tráfico aéreo y, en especial, las distancias de separación. Con tal fin, desde la década de 1990 se han puesto en marcha un gran número de estudios sobre los vórtices de estela que se sirven de modelos informáticos de dinámica de fluidos y tecnología lidar Doppler coherente para optimizar las distancias de separación sin comprometer la seguridad<sup>[32;33]</sup>. Los lidars Doppler coherentes de exploración resultan particularmente adecuados para la medición de los vórtices de estela, pues permiten medir con gran resolución a menos de 10 m y con frecuencias elevadas vórtices de estela de hasta 5 segundos generados por la aeronave a menos de 500 m, lo que permite vigilar el comportamiento de los vórtices de estela sin efecto suelo y con efecto suelo. Por lo general, los vórtices de estela se miden cerca de la pista mediante barridos con indicador de distancia-altura a ángulos cerrados de entre 10° y 40° típicamente para cartografiar verticalmente el movimiento de los vórtices de estela.

Asimismo, las mediciones obtenidas con lidar pueden procesarse posteriormente para calcular características de los vórtices de estela, como la probabilidad de detección, la localización de sus núcleos y su circulación (fuerza)<sup>[34;35]</sup>.

#### C.2.4 Limitaciones del emplazamiento

Puesto que los lidars Doppler arrojan solamente la velocidad del viento radial, el emplazamiento del instrumento es un aspecto crucial, porque el viento al que se orienta la pista debe tener una proyección significativa en la línea de visión del lidar. En general, la magnitud y, por tanto, la calidad, de la componente del viento al que se orienta la pista que se proyecta en la línea de visión disminuyen a medida que  $\cos^2 \theta$ , donde  $\theta$  es el ángulo entre la línea de visión y la pista<sup>[6]</sup>.



##### Leyenda

- 1 Lidar
- 2 Pista
- 3 Viento de través
- 4 Vórtice
- 5 Exploración en elevación

**Principio de medición para determinar vórtices de estela de aeronave  
con un lidar de viento Doppler**

Asimismo, sería ideal que se barriera la trayectoria de planeo a un ángulo de  $3^\circ$ , preferentemente mediante exploración panorámica si el lidar está situado en el umbral de la pista. Si se debe vigilar más de un umbral de pista con el mismo instrumento, no es posible seguir exactamente la trayectoria de planeo de  $3^\circ$ , y las limitaciones temporales mencionadas anteriormente por lo general no permiten el barrido de más de una elevación. Con todo, un barrido a  $3^\circ$  centrado en el emplazamiento real del lidar sigue dando mejores resultados que un sistema de alerta de cizalladura del viento a poca altura basado en un anemómetro en lo que respecta a la detección de la cizalladura del viento en la trayectoria de planeo.

---

## **ADJUNTO D. ÁMBITOS DE APLICACIÓN TÍPICOS Y REQUISITOS CORRESPONDIENTES**

*(con carácter informativo)*

En función de las necesidades de las principales aplicaciones (véase el cuadro siguiente), se definen tres clases de exactitud para la velocidad del viento. Estas clases están relacionadas con una resolución espacial y temporal específica. Debe garantizarse la exactitud de la velocidad del viento en todos los campos de interés.

- a) Clase A:  $x \leq 0,1$  m/s (p. ej., para fines de energía eólica).
- b) Clase B:  $0,1 < x \leq 0,5$  m/s (p. ej., para aplicaciones meteorológicas)<sup>[13]</sup>.
- c) Clase C:  $0,5 < x \leq 1,0$  m/s (p. ej., para predicción inmediata)<sup>[13]</sup>.

## Ámbitos de aplicación típicos y requisitos correspondientes

<i>Aplicación</i>	<i>Parámetro necesario</i>	<i>Referencia</i>	<i>Distancia de sondeo típica (m)</i>	<i>Resolución en distancia (m)</i>	<i>Resolución temporal (min)</i>	<i>Exactitud de la medición de la velocidad (m/s)</i>	<i>Exactitud de la dirección del viento (°)</i>	<i>Disponibilidad de datos mínima (%)</i>
Mapeo de la velocidad radial	Velocidad radial en la línea de visión	Formula 5.A.5	200-10 000	25-100	1-10	0,5	No aplicable	50-99 <sup>a</sup>
Energía eólica, p. ej., evaluación del emplazamiento, curva de potencia, perfil de viento	Perfil del vector viento horizontal en el eje vertical	P. ej. [36]	40-200	25	10	0,5	2	85
Predicción meteorológica numérica de alta resolución	Perfil del vector viento horizontal en el eje vertical	[13]	> 50	25	10	0,5	2	80
Contaminación del aire, p. ej., modelo de dispersión, gestión de riesgos	Perfil del vector viento horizontal en el eje vertical	-	40-200	25	10	0,5	-	90
Aviación: cizalladura del viento	Viento radial en la trayectoria de despegue, la aproximación y en pista	[29;36]	7 000-8 000 (5 500 + media pista)	200	1	0,5	5	80
Aviación: seguimiento de vórtices (sistemas terrestres)	Viento radial en los planos perpendiculares a la pista	-	Distancia hasta la pista + 300-500 de cada lado	25 (5 con solapamiento)	0,1	1	-	< 50
Aplicaciones meteorológicas, p. ej. predicción inmediata	Perfil del vector viento horizontal en el eje vertical	[13]	0-4 000	100	15	1	5	80

a En función de la aplicación.



## BIBLIOGRAFÍA

- [1] Henderson, S. W., P. Gatt, D. Rees y R. M. N. Huffaker, 2005: "Wind lidar", en *Laser Remote Sensing* (T. Fujii y T. Fukuchi, eds.). CRC Press, ISBN-10: 8247-4256-7, págs. 469 a 722.
- [2] Measures, R. M., 1992: *Laser Remote Sensing: Fundamentals and Applications*. Krieger Publishing, 524 págs., ISBN-10: 8946-4619-2.
- [3] Frehlich, R. y M. Kavaya, 1991: "Coherent laser radar performance for general atmospheric refractive turbulence", en *Applied Optics*, vol. 30, págs. 5325 a 5352.
- [4] Belmonte, A., 2003: "Analyzing the efficiency of a practical heterodyne lidar in the turbulent atmosphere: telescope parameters", en *Optics Express*, vol. 11, págs. 2041 a 2046.
- [5] Frehlich, R., S. Hannon y S. Henderson, 1997: "Coherent Doppler lidar measurements of winds in the weak signal regime", en *Applied Optics*, vol. 36, págs. 3491 a 3499.
- [6] Banakh, V. A. e I. N. Smalikho, 1997: "Estimation of the turbulence eddy dissipation rate from the pulsed Doppler lidar data", en *Atmospheric and Oceanic Optics*, vol. 10, núm. 12.
- [7] Frehlich, R., 1996: "Simulation of coherent Doppler lidar performance in the weak signal regime", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 13, págs. 646 a 658.
- [8] Dabas, A., P. Drobinski y P. Flamant, 2000: "Velocity biases of adaptive filters in heterodyne doppler lidar measurements", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 17, págs. 1189 a 1202.
- [9] Dabas, A., 1999: "Semi empirical model for the reliability of a matched filter frequency estimator for Doppler lidar", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 16, págs. 19 a 28.
- [10] Goodman, J. W., 1975: "Statistical properties of laser speckle patterns", en *Laser Speckle* (J. C. Dainty, ed.). Springer.
- [11] Instituto Nacional de Normalización, ANSI Z136.1-2014: *American National Standard for Safe Use of Lasers*. ISBN: 978-1-940168-00-5.
- [12] IEC 60825-1:2014: *Safety of Laser Products – Part 1: Equipment Classification and Requirement*.
- [13] Organización Meteorológica Mundial: <http://www.wmo-sat.info/oscar/requirements>.
- [14] Boquet, M., P. Royer, J. P. Cariou, M. Machta y M. Valla, 2016: "Simulation of doppler lidar measurement range and data availability", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, artículo aceptado, DOI: 10.1175/JTECH-D-15-0057.1.
- [15] Frehlich, R., 2001: "Estimation of velocity error for doppler lidar measurements", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 18, págs. 1628 a 1639.
- [16] Ernsdorf, T., B. Stiller, B. R. Beckmann, A. Weipert, S. Kauczok y R. Hannedes, 2014: "Inter-comparison of X-band radar and lidar low-level wind measurement for air traffic control (ATC)". Octava Conferencia Europea sobre Radar en Meteorología e Hidrología, Garmisch-Partenkirchen (Alemania).
- [17] Hannedes, R., S. Kauczok y A. Weipert, 2014: "Quality of clear-air radar radial velocity data: do insects matter?". Octava Conferencia Europea sobre Radar en Meteorología e Hidrología, Garmisch-Partenkirchen (Alemania).
- [18] Weipert, A., S. Kauczok, R. Hannedes, T. Ernsdorf y B. Stiller, 2014: "Wind shear detection using radar and lidar at Frankfurt and Munich airports". Octava Conferencia Europea sobre Radar en Meteorología e Hidrología, Garmisch-Partenkirchen (Alemania).
- [19] Jörgensen, H., T. Mikkelsen, J. Streicher, H. Herrmann, C. Werner y E. Lyck, 1997: "Lidar calibration experiment", en *Applied Physics B*, vol. 64, págs. 355 a 361.
- [20] Bronstein, I. N., K. A. Semendjajew, G. Musiol y H. Mühlig, 1993: *Taschenbuch der Mathematik*. Harri Deutsch.
- [21] Fukao, S. y K. Hamazu, 2013: *Radar for Meteorological and Atmospheric Observations*. Springer.
- [22] Banakh, V. A. e I. N. Smalikho, 2013: *Coherent Doppler Wind Lidars in a Turbulent Atmosphere*. Artech House.
- [23] Srinivaso, R. I., V. K. Anandan y R. R. Narasimha, 2008: "Evaluation of DBS wind measurement technique in different beam configurations for a VHF wind profiler", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 25, núm. 12, págs. 2304 a 2312.
- [24] Lhermite, R. M., 1962: "Note on wind variability with Doppler radar", en *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 19, núm. 4, págs. 343 a 346.
- [25] Browning, K. A. y R. Wexler, 1968: "The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 7, núm. 1, págs. 105 a 113.
- [26] Waldteufel, P. y H. Corbin, 1979: "On the analysis of single Doppler radar data", *Journal of Applied Meteorology*, vol. 18, págs. 532 a 542.

- [27] IEC 61400-12-1:2005: *Wind Turbines – Part 12-1: Power Performance Measurements of Electricity Producing Wind Turbines*.
- [28] Plan Maestro Europeo de Gestión del Tráfico Aéreo, 2009: <https://www.atmmasterplan.eu/>.
- [29] Organización de Aviación Civil Internacional, 2007: *Servicio meteorológico para la navegación aérea internacional*, Anexo 3 al Convenio sobre Aviación Civil Internacional.
- [30] Organización de Aviación Civil Internacional, 2005: *Manual sobre cizalladura del viento a poca altura*, Doc 9817- AN/449.
- [31] Shun, C. M. y P. W. Chan, 2008: “Applications of an infrared doppler lidar in detection of wind shear”, en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 25, núm. 5, págs. 637 a 655.
- [32] Wakenet-Eu: <http://www.wakenet.eu/>.
- [33] Lang, S. y W. Bryant, 2006: *Vortex Research in the USA (WakeNet-USA)*. Organización del Tráfico Aéreo, Administración Federal de Aviación.
- [34] Holzäpfel, F., T. Gerz, F. Köpp, E. Stumpf, M. Harris, R. I. Young y A. Dolfi-Bouteyre, 2003: “Strategies for circulation evaluation of aircraft wake vortices measured by lidar”, en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 20, núm. 8, págs. 1183 a 1195.
- [35] Dolfi-Bouteyre, A., B. Augere, M. Valla, D. Goular, D. Fleury y G. Canat, 2009: “1,55  $\mu\text{m}$  pulsed fiber lidar for wake vortex detection (axial or transverse)”. Taller de Wakenet-Eu.
- [36] Hasager, C. B., D. Stein, M. Courtney, A. Pena, T. Mikkelsen, M. Stickland y A. Oldroyd, 2013: “Hub height ocean winds over the North Sea observed by the NORSEWIND lidar array: measuring techniques, quality control and data management”, en *Remote Sensing*, vol. 5, págs. 4280 a 4303.
- [37] ISO 28902-1: *Air Quality – Environmental Meteorology – Part 1: Ground-based Remote Sensing of Visual Range by Lidar*.
- [38] ISO 28902-3<sup>1</sup>: *Air Quality – Environmental Meteorology – Part 3: Ground-based Remote Sensing of Wind by Continuous-wave Doppler Lidar*.
- 

<sup>1</sup> En preparación.

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Adachi, A., T. Kobayashi, K. S. Gage, D. A. Carter, L. M. Hartten, W. L. Clark y M. Fukuda, 2005: "Evaluation of three-beam and four-beam profiler wind measurement techniques using a five-beam wind profiler and collocated meteorological tower", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 22, págs. 1167 a 1180.
- Angevine, W. M., W. L. Ecklund, D. A. Carter, K. S. Gage y K. P. Moran, 1994: "Improved radio acoustic sounding techniques", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 11, núm. 1, págs. 42 a 49.
- Bevis, M., S. Businger, S. Chiswell, T.A. Herring, R.A. Anthes, C. Rocken y R.H. Ware, 1994: "GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 33, págs. 379 a 386.
- Brown, E. H. y F. F. Hall, 1978: "Advances in atmospheric acoustics", en *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol. 16, págs. 47 a 109.
- Cadeddu, M. P., G. E. Peckham y C. Gaffard, 2002: "The vertical resolution of ground-based microwave radiometers analyzed through a multiresolution wavelet technique", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 40, núm. 3, págs. 531 a 540.
- Candlish, L. M., R. L. Raddatz, M. G. Asplin y D. G. Barber, 2012: "Atmospheric temperature and absolute humidity profiles over the Beaufort Sea and Amundsen Gulf from a microwave radiometer", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 29, págs. 1182 a 1201.
- Davis, J. L., T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers y G. Elgered, 1985: "Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length", en *Radio Science*, vol. 20, núm. 6, págs. 1593 a 1607.
- Derr, V. E., 1972: *Remote Sensing of the Troposphere*. Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera de Estados Unidos, Laboratorio de Propagación de Ondas, Boulder, Colorado.
- Elgered, G., H. -P. Plag, S. Barlag y J. Nash, 2004: *COST716 Final Report*. Unión Europea.
- Gaffard, C. y T. Hewison, 2003: *Radiometrics MP3000 microwave radiometer trial report. Technical Report –TR26*. Oficina Meteorológica de Reino Unido, Workingham, Berkshire (Reino Unido).
- Gaynor, J. E., C. B. Baker y J. C. Kaimal, 1990: "The international sodar intercomparison experiment", en *Proceedings of the Fifth International Symposium on Acoustic Remote Sensing*. McGraw-Hill, Nueva York, págs. 67 a 74.
- Gossard, E. E. y R. G. Strauch, 1983: *Radar Observations of Clear Air and Clouds*. Elsevier, Scientific Publishing Co., Ámsterdam.
- Güldner, J. y D. Spänkuch, 2001: "Remote sensing of the thermodynamic state of the atmospheric boundary layer by ground-based microwave radiometry", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 18, págs. 925 a 933.
- Hinkley, E. D., 1976: *Laser Monitoring of the Atmosphere: Topics in Applied Physics*, volumen 14. Springer Verlag, Nueva York.
- Hogg, D. C., M. T. Decker, F. O. Guiraud, K. B. Earnshaw, D. A. Merritt, K. P. Moran, W. B. Sweezy, R. G. Strauch, E. R. Westwater y C. G. Little, 1983: "An automatic profiler of the temperature, wind and humidity in the troposphere", en *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 22, págs. 807 a 831.
- Kadygrov E. N., E. A. Miller y A. V. Troitsky, 2013: "Study of atmospheric boundary layer thermodynamics during total solar eclipses", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 51, núm. 9, págs. 4672 a 4677.
- Kadygrov, E. N. y D. R. Pick, 1998: "The potential for temperature retrieval from an angular-scanning single-channel microwave radiometer and some comparisons with in situ observations", en *Meteorological Applications*, vol. 5, págs. 393 a 404.
- Kadygrov, E. N., G. N. Shur y A. S. Viazankin, 2003: "Investigation of atmospheric boundary layer temperature, turbulence, and wind parameters on the basis of passive microwave remote sensing", en *Radio Science*, vol. 38, núm. 3, págs. 13.1 a 13.12.
- Lataitis, R. J., 1992a: "Signal power for radio acoustic sounding of temperature: The effects of horizontal winds, turbulence and vertical temperature gradients", en *Radio Science*, vol. 27, págs. 369 a 385.
- , 1992b: *Theory and Application of a Radio-acoustic Sounding System*. NOAA Technical Memorandum ERL WPL-230.

- Liljegren, J. C., S. A. Boukabara, K. Cady-Pereira y S. A. Clough, 2005: "The Effect of the half-width of the 22-GHz water vapor line on retrievals of temperature and water vapor profiles with a 12-channel radiometer", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 43, núm. 5, págs. 1102 a 1108.
- Madhulatha, A., M. Rajeevan, M. V. Ratnam, J. Bhate y C. V. Naidu, 2013: "Nowcasting severe convective activity over southeast India using ground-based microwave radiometer observations", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 118, núm. 1, págs. 1 a 13.
- Martner, B. E., D. B. Wuertz, B. B. Stankov, R. G. Strauch, E. R. Westwater, K. S. Gage, W. L. Ecklund, C. L. Martin y W. F. Dabberdt, 1993: "An evaluation of wind profiler, RASS and microwave radiometer performance", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 74, núm. 4, págs. 599 a 613.
- May, P. T., R. G. Strauch, K. P. Moran y W. L. Ecklund, 1990: "Temperature sounding by RASS, with wind profiler radars: A preliminary study", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, núm. 1, págs. 19 a 28.
- Navas-Guzman, F., O. Stahl y N. Kampfer, 2013: "Study of cloud effect on the tropospheric temperature retrievals", en *URSI Commission F Microwave Signatures 2013: Specialist Symposium on Microwave Remote Sensing of the Earth, Oceans, and Atmosphere*. Octubre de 2013, Finlandia, pág. 136.
- Neff, W. D. y R. L. Coulter, 1986: "Acoustic remote sounding", en *Probing the Atmospheric Boundary Layer* (Lenschow, D. H., ed.). Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, págs. 201 a 236.
- Organización Meteorológica Mundial, 1980: *Lower Tropospheric Data Compatibility: Low-level Intercomparison Experiment (Boulder, United States, 1979)*. Informe N° 3 sobre instrumentos y métodos de observación. Ginebra.
- , 1982: *Indirect Sensing: Meteorological Observations by Laser Indirect Sensing Techniques* (A. O. Van Gysegem). Informe N° 12 sobre instrumentos y métodos de observación. Ginebra.
- , 1994: "Comparison of windprofiler and rawinsonde measurements" (J. Neisser, V. Görsdorf y H. Steinhagen), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*. Instruments and Observing Methods Report No. 57 (WMO/TD-No. 588). Ginebra.
- , 2006a: *Operational Aspects of Different Ground-Based Remote Sensing Observing Techniques for Vertical Profiling of Temperature, Wind, Humidity and Cloud Structure: A Review* (E.N. Kadygrov). Instruments and Observing Methods Report No. 89 (WMO/TD-No. 1309). Ginebra.
- , 2006b: *National/Regional Operational Procedures of GPS Water Vapour Networks and Agreed International Procedures* (S. de Haan). Instruments and Observing Methods Report No. 92 (WMO/TD-No. 1340). Ginebra.
- Panofsky, H. A., 1973: "Tower micrometeorology", en *Workshop on Micrometeorology* (Haugen, D. A., ed.), capítulo 4. Sociedad Meteorológica de Estados Unidos.
- Saastamoinen, J., 1972: "Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites", en *Geophysical Monograph Series: The Use of Artificial Satellites for Geodesy*, vol. 15, págs. 247 a 251.
- Singal, S. P., 1990: "Current status of air quality related boundary layer meteorological studies using sodar", en *Proceedings of the Fifth International Symposium on Acoustic Remote Sensing*. McGraw-Hill, Nueva York, págs. 453 a 476.
- Smith, E. K. y S. Weintraub, 1953: "The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies", en *Proceedings of the IRE*, vol. 41, núm. 8, págs. 1035 a 1037.
- Solheim, F., J. R. Godwin, E. R. Westwater, Y. Han, S. J. Keihm, K. Marsh, R. Ware, 1998: "Radiometric profiling of temperature, water vapor, and cloud liquid water using various inversion methods", en *Radio Science*, vol. 33, págs. 393 a 404.
- Syed I. y E. V. Browell, 1994: "Recent Lidar technology developments and their influence on measurements of tropospheric water vapor", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 11, núm. 1, págs. 76 a 84.
- Thayer, G. D., 1974: "An improved equation for the radio refractive index of air", en *Radio Science*, vol. 9, núm. 10, págs. 803 a 807.
- Thomas, L., 1991: "Lidar probing of the atmosphere", en *Indian Journal of Radio and Space Physics*, vol. 20, págs. 368 a 380.
- Thompson, A. R., J. M. Moran y G. W. Swenson, 1986: *Interferometry and Synthesis in Radio Astronomy*. John Wiley and Sons, Nueva York.
- Thompson, N., 1980: "Tethered balloons", en *Air-sea Interaction: Instruments and Methods* (F. Dobson, L. Hasse y R. Davis, eds.), capítulo 31. Plenum Press, Nueva York.

- Ware, R., R. Carpenter, J. Güldner, J. Liljegren, T. Nehrkorn, F. Solheim y F. Vandenberghe, 2003: "A multi-channel radiometric profiler of temperature, humidity and cloud liquid", en *Radio Science*, vol. 38, págs. 8079 a 8091.
- Ware, R., D. Cimini, E. Campos, G. Giuliani, S. Albers, M. Nelson, S. E. Koch, P. Joe y S. Cober, 2013: "Thermodynamic and liquid profiling during the 2010 Winter Olympics", en *Atmospheric Research*, vols. 132 y 133, págs. 278 a 290.
- Weber, B. L. y D. B. Wuertz, 1990: "Comparison of rawinsonde and wind profiler radar measurements", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 7, núm. 1, págs. 157 a 174.
- Weber, B. L., D. B. Wuertz, R. G. Strauch, D. A. Merritt, K. P. Moran, D. C. Law, D. van de Kamp, R. B. Chadwick, M. H. Ackley, M. F. Barth, N. L. Abshire, P. A. Miller y T. W. Schlatter, 1990: "Preliminary evaluation of the first NOAA demonstration network wind profiler", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 7, núm. 6, págs. 909 a 918.
- Westwater, E., S. Crewell, C. Mätzler y D. Cimini, 2005: "Principles of Surface-based Microwave and Millimeter Wave Radiometric Remote Sensing of the Troposphere", en *Quaderni Della Società Italiana di Elettromagnetismo*, vol. 1, núm. 3.
- Westwater, E. R., Y. Han, V. G. Irisov, V. Leuskiy, E. N. Kadygrov y A. S. Viazankin, 1999: "Remote sensing of boundary layer temperature profiles by a scanning 5-mm microwave radiometer and RASS: Comparison Experiments", en *Journal of Atmospheric, and Oceanic Technology*, vol. 16, págs. 805 a 818.
- Westwater, E. R., J. B. Snider y M. J. Falls, 1990: "Ground-based radiometric observations of atmospheric emission and attenuation at 20.6, 31.65, and 90.0 GHz: A comparison of measurements and theory", en *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, vol. 38, núm. 10, págs. 1569 a 1580.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 6. MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS DE DETECCIÓN DE RAYOS .....	762
6.1 Introducción .....	762
6.2 Descargas de rayos .....	762
6.2.1 Tipos, procesos y parámetros de los rayos .....	762
6.2.2 Huella electromagnética de los rayos .....	765
6.2.3 Glosario de términos .....	769
6.3 Principios de localización de rayos .....	770
6.3.1 Generalidades .....	770
6.3.2 Radiogoniometría de campo magnético .....	771
6.3.3 Técnica del tiempo de llegada .....	773
6.3.4 Interferometría .....	774
6.4 Características de funcionamiento .....	774
6.5 Ejemplos de sistemas modernos de localización de rayos .....	776
6.5.1 Sistema de cartografía de rayos, 60 a 66 MHz .....	776
6.5.2 Red Nacional de Detección de Rayos de Estados Unidos, 400 Hz a 400 kHz. . .	777
6.5.3 Red de detección de rayos, 1 a 200 kHz .....	778
6.5.4 Red de localización precisa de Estados Unidos, 1,5 a 400 kHz .....	778
6.5.5 Red de detección total de rayos de Earth Networks, 1 Hz a 12 MHz .....	779
6.5.6 Red mundial de detección de rayos, 6 a 18 kHz .....	779
6.5.7 Conjunto Mundial de Datos de Rayos, VLF .....	780
6.5.8 Red de detección mediante diferencias de tiempo de llegada .....	780
6.6 Utilización de los sistemas de localización de rayos por los servicios meteorológicos. .	780
6.6.1 Reconocimiento de tormentas y alertas de condiciones meteorológicas extremas .....	781
6.6.2 Predicción inmediata, predicción y productos derivados .....	781
6.6.3 Rayos y clima .....	782
6.6.4 Verificación de los daños en tierra causados por rayos .....	783
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	784



# **CAPÍTULO 6. MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS DE DETECCIÓN DE RAYOS**

## **6.1 INTRODUCCIÓN**

Hay muchos procesos físicos individuales en los relámpagos en las nubes y al suelo. Cada uno de estos procesos está asociado con campos eléctricos y magnéticos específicos. Se sabe que los rayos emiten energía electromagnética significativa en radiofrecuencias que van de menos de 1 Hz a casi 300 MHz, con un máximo en el espectro de frecuencias de aproximadamente 5 a 10 kHz en el caso de rayos a distancias de más de unos 50 km. Además, la radiación electromagnética proveniente de los rayos puede detectarse a frecuencias aún mayores, por ejemplo, en el espectro de microondas (de 300 MHz a 300 GHz) y, obviamente, en la luz visible (de aproximadamente  $10^{14}$  a  $10^{15}$  Hz). A frecuencias superiores al máximo del espectro, la amplitud del espectro es casi inversamente proporcional a la frecuencia hasta unos 10 MHz e inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la frecuencia entre unos 10 MHz y 10 GHz. Además, se sabe que los rayos producen rayos X (de hasta  $10^{20}$  Hz o más), aunque a nivel del suelo estos generalmente no pueden detectarse a más de 1 km de su fuente. En general, cualquier señal electromagnética observable de la fuente de un rayo puede utilizarse para detectar y localizar el proceso del rayo que la ocasionó. Además de radiación electromagnética, los rayos producen radiación acústica que también puede utilizarse para la localización de rayos. Las técnicas de localización acústica, el tiempo de llegada de la señal acústica y el seguimiento acústico de los rayos no se detallan en profundidad en este capítulo.

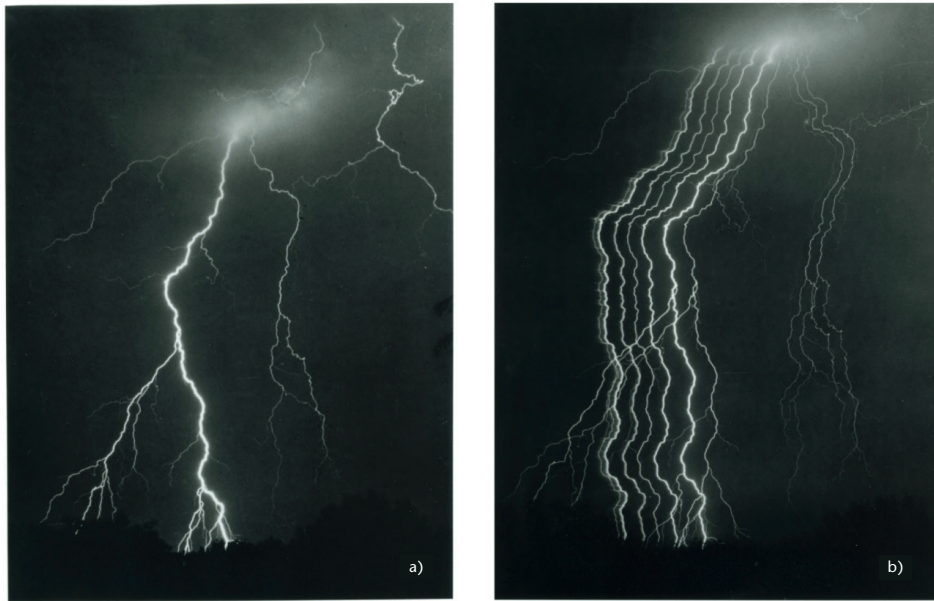
## **6.2 DESCARGAS DE RAYOS**

El rayo puede definirse como descargas eléctricas transitorias de alta corriente (normalmente decenas de kiloamperios) en el aire, cuyo largo se mide en kilómetros. Al igual que cualquier descarga en el aire, el camino del rayo está compuesto de gas ionizado, es decir, plasma, cuya temperatura máxima habitualmente es de 30 000 K, alrededor de 5 veces más que la temperatura de la superficie del Sol. Los rayos han existido en la Tierra desde mucho antes que apareciera el ser humano e incluso pueden haber desempeñado un papel clave en la evolución de la vida en nuestro planeta. La frecuencia mundial de relámpagos es de alrededor de decenas a un centenar por segundo. Cada año se producen unos 25 millones de rayos de nube a tierra (obsérvese que, en promedio, unas tres cuartas partes de las descargas de rayos tienen lugar en la nube, es decir, no llegan al suelo) únicamente en Estados Unidos y causan más pérdidas de vidas humanas que los tornados y huracanes. Los rayos inician muchos incendios forestales y más del 30% de todos los fallos de las líneas de energía eléctrica están relacionados con rayos. En promedio, todas las aeronaves comerciales reciben el impacto de un rayo una vez por año. La descarga de un rayo en un objeto o sistema desprotegido puede ser catastrófica.

### **6.2.1 Tipos, procesos y parámetros de los rayos**

Alrededor del 90% o más de todos los rayos de nube a tierra son negativos (se transmite una carga negativa al suelo) y descendentes (el proceso inicial comienza en la nube y evoluciona en dirección descendente). Entre otros tipos de rayos de nube a tierra se incluyen las descargas positivas descendentes, las negativas ascendentes y las positivas ascendentes. También hay descargas bipolares que transfieren de forma secuencial cargas positivas y negativas en un mismo relámpago. Los elementos básicos de los rayos negativos descendentes se denominan descargas componentes o simplemente descargas. Cada relámpago contiene generalmente entre 3 y 5 descargas, y el intervalo observado está entre 1 y 26. Aproximadamente la mitad de todos los rayos al suelo llegan a la superficie en más de un punto, con una separación entre las terminaciones del camino de hasta varios kilómetros. Los dos procesos más importantes del rayo



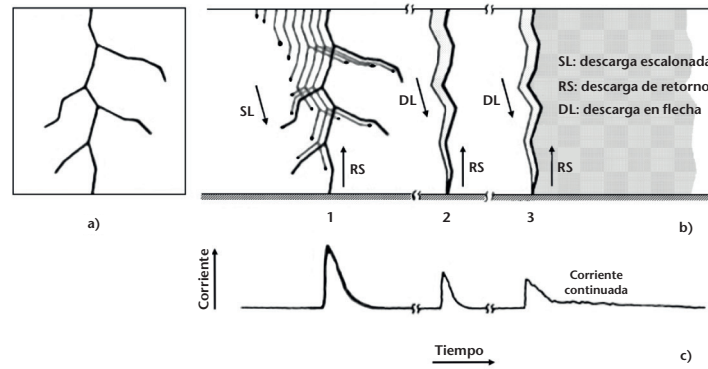


**Figura 6.1. Relámpago con por lo menos 7 (quizás hasta 10) descargas a tierra distintas. La imagen a) es una fotografía fija y la imagen b), una fotografía en movimiento. Algunos de los puntos de contacto se deben al hecho de que la misma descarga tiene distintas ramas que llegan al suelo, en tanto que otros se asocian con distintas descargas que recorren diferentes trayectorias a tierra. Adaptado de Hendry (1993)**

se denominan rayo líder y descarga de retorno, y ocurren en secuencia; primero el líder y luego la descarga de retorno. El análisis siguiente describe los rayos en mayor detalle. En Rakov y Uman (2003) y las referencias allí incluidas figura más información.

Las figuras 6.1 a) y 6.1 b) son dos fotografías de una descarga negativa de nube a tierra. La imagen de la figura 6.1a se obtuvo utilizando una cámara fija, en tanto que la de la figura 6.1 b) se tomó con otra cámara que se movía horizontalmente en el momento en que se producía el relámpago. Por ello, la segunda imagen está resuelta en el tiempo y muestra siete caminos luminosos distintos entre la nube y el suelo. Los intervalos oscuros entre estos caminos generalmente son del orden de decenas de milisegundos y explican el motivo por el cual para el ojo humano los rayos habitualmente parecen titilar. Cada camino luminoso corresponde a una descarga individual; la primera descarga es la del extremo derecho (el tiempo avanza de derecha a izquierda). Las dos primeras descargas se ramifican, y la dirección descendente de las ramas indica que se trata de un relámpago descendente.

Las figuras 6.2 a) y 6.2 b) son diagramas de imágenes fijas y resueltas en el tiempo, respectivamente, de un relámpago de tres descargas. La figura 6.2 c) es un diagrama de la corriente correspondiente en la base del camino. En la figura 6.2 b), el tiempo avanza de derecha a izquierda y la escala temporal no es continua. Cada una de las tres descargas en la figura 6.2 b), representadas por su luminosidad en función de la altura sobre el suelo y el tiempo, está compuesta de un proceso de movimiento descendente, denominado líder, y un proceso de movimiento ascendente, denominado descarga de retorno. El líder genera un camino de conducción eléctrica entre la región de la fuente de carga en la nube y el suelo, y distribuye una carga negativa de la región de la fuente de carga en la nube a lo largo de ese camino, y la descarga de retorno recorre ese camino del suelo a la región de la fuente de carga en la nube y neutraliza la carga negativa del líder. Así, los procesos del líder y de la descarga de retorno sirven para transportar eficazmente la carga negativa de la nube al suelo. Como se indica en la figura 6.2 b), el rayo líder que inicia la primera descarga de retorno difiere de los líderes que inician las dos descargas subsiguientes (todas las descargas posteriores a la primera se denominan descargas subsiguientes). En especial, el primer líder visualmente parece ser un proceso intermitente, de ahí que se denomine descarga escalonada, en tanto que la punta de una descarga líder subsiguiente parece moverse de forma continua. En imágenes fotográficas



**Figura 6.2.** Los diagramas muestran la luminosidad de un relámpago a tierra de tres descargas y la correspondiente corriente en la base del camino. La figura a) es una imagen fija, la b), una representación de fotografía en movimiento y la c), una corriente en la base del camino.

resueltas, la punta de la descarga del líder subsiguiente en movimiento continuo se ve como una flecha descendente, de ahí que se denomine descarga en flecha. La aparente diferencia entre los dos tipos de líderes guarda relación con el hecho de que la descarga escalonada se origina en aire virgen, mientras que la descarga en flecha sigue la trayectoria preexistente de la descarga, o descargas, anteriores. A veces un rayo líder subsiguiente presenta características escalonadas al propagarse a través de un camino formado anteriormente; en ese caso, se denomina descarga en flecha escalonada. También están las llamadas descargas líderes subsiguientes “caóticas”. Todos los tipos de rayo líder producen ráfagas de emisiones de rayos X con una energía típica de hasta 250 keV (el doble de la energía de una radiografía de tórax) (Dwyer, 2005).

La diferencia de potencial eléctrico entre la punta de un líder escalonado descendente y el suelo probablemente sea de algunas decenas de megavoltios y es comparable con la que hay entre la fuente de carga en la nube y el suelo o una fracción considerable de esta. La magnitud de la diferencia de potencial entre dos puntos, uno en la fuente de carga en la nube y el otro en el suelo, es la integral de línea de la intensidad del campo eléctrico entre esos puntos. Los límites superior e inferior de la diferencia de potencial entre el límite inferior de la región principal de carga negativa y el suelo pueden estimarse multiplicando, respectivamente, el campo eléctrico que suele observarse en la nube,  $10^5$  V/m, y el campo eléctrico previsto en el suelo debajo de una nube tormentosa inmediatamente antes del inicio del rayo,  $10^4$  V/m, por la altura del límite inferior del centro de carga negativa encima del suelo, unos 5 km. El intervalo resultante es de 50 a 500 MV.

Cuando el líder escalonado descendente llega al suelo comienza la primera descarga de retorno. La corriente de esta descarga medida en el suelo asciende a una cresta inicial de unos 30 kA en algunos microsegundos y decae a la mitad de ese valor máximo en unas decenas de microsegundos. La descarga de retorno efectivamente lleva a la superficie varios culombios de carga depositados inicialmente en el camino del líder escalonado, incluidas todas sus ramas, así como toda carga adicional en la nube que ingrese en el camino de la descarga de retorno.

Una vez que la parte inferior del camino de la descarga en flecha se conecta con el suelo, la segunda onda de descarga de retorno (y todas las subsiguientes) se emite hacia arriba, lo cual, nuevamente, sirve para neutralizar la carga del líder. La corriente de las descargas de retorno subsiguientes en el suelo suele tener una cresta de 10 a 15 kA en menos de un microsegundo y disminuye a la mitad del valor de la cresta en pocas decenas de microsegundos.

La onda de alta corriente de la descarga de retorno calienta rápidamente el camino a una temperatura máxima cercana a los 30 000 K, o más, y genera una presión en el camino de 1 MPa, o más, que produce una expansión del camino, radiación óptica intensa y una onda de choque que se propaga hacia afuera, que finalmente será el trueno (onda acústica) que se escucha a lo lejos.

El componente impulsivo de la corriente de una descarga de retorno (generalmente subsiguiente) muchas veces es seguido de una corriente continuada del orden de decenas a centenares de amperios y una duración de hasta centenares de milisegundos. Las corrientes continuadas que tienen una duración superior a 40 ms suelen denominarse corrientes continuadas prolongadas. Entre el 30% y el 50% de todas las descargas de nube a tierra negativas contienen corrientes continuadas prolongadas. Se llama componentes M a los pulsos de corriente superpuestos a las corrientes continuadas, así como a los correspondientes aumentos de la luminosidad del camino del rayo.

Hay un tipo especial de rayo que se cree es el mayor productor natural de radiación de ondas decamétricas (HF) y de ondas métricas (VHF) (3 a 300 MHz) en la Tierra. Se denomina descarga compacta en la nube. Esas descargas aparecen descritas por primera vez en Le Vine (1980) y recibieron su nombre (Smith y otros, 1999) debido a su extensión espacial relativamente pequeña (centenares de metros). Suelen tener lugar a gran altura (en general, más de 10 km), al parecer guardan relación con una fuerte convección (no obstante, incluso la convección más fuerte no siempre produce descargas compactas en la nube), suelen ser menos luminosas que otras descargas de rayos y producen pulsos bipolares simples del campo eléctrico (pulsos bipolares estrechos), que típicamente tienen un ancho total de 10 a 30  $\mu\text{s}$  y una amplitud del orden de 10 V/m a 100 km, lo cual es comparable con las descargas de retorno de los rayos de nube a tierra, o mayor a estas. Como ejemplo de la huella electromagnética en banda ancha de las descargas compactas en la nube, 48 de estas descargas examinadas en detalle en Nag y otros (2010), se registraron en 4 a 22 estaciones (11 en promedio) de la Red Nacional de Detección de Rayos de Estados Unidos (NLDN), cuyas líneas de base están espaciadas de 300 a 350 km.

### 6.2.2 Huella electromagnética de los rayos

Las descargas tanto de nube a tierra como en la nube entrañan una serie de procesos que producen huellas electromagnéticas características. A continuación se describen someramente las características principales de los campos eléctricos y magnéticos medidos, generados en los distintos procesos de rayos a distancias que van de decenas a centenares de kilómetros. Se hace hincapié en aquellos procesos que producen variaciones importantes en los campos a escalas de microsegundos e inferiores.

El cuadro siguiente es un resumen básico de todas las huellas identificables de los campos de radiación de los rayos registradas en tierra. Cabe señalar que aparentemente no hay una huella característica de campo a escala de microsegundos asociada con los procesos de rayos K y M. Además de las descargas de retorno (primera fila) y las descargas compactas en la nube (última fila), los pulsos producidos por los procesos de los rayos representados en el cuadro tienen lugar en secuencias a intervalos entre pulsos inferiores al milisegundo. Los pulsos de los líderes (segunda y tercera fila) supuestamente son emitidos por la parte inferior del camino al suelo justo antes del inicio de una descarga de retorno, mientras que los dos pulsos iniciales de descomposición (cuarta y quinta fila) y las ráfagas de pulsos regulares (sexta fila) son producidos por procesos de rayos que tienen lugar en la nube. La caracterización que se muestra a continuación guarda relación tanto con las secuencias generales de los pulsos como los pulsos individuales.

**Caracterización de los pulsos de los campos eléctricos a escala de microsegundos asociados con los distintos procesos de los rayos (adaptado de Rakov, 1999)**

<i>Tipo de pulso</i>	<i>Polaridad dominante (convención para los signos de la electricidad atmosférica)</i>	<i>Duración total típica del pulso (<math>\mu s</math>)</i>	<i>Intervalo de tiempo típico entre pulsos (<math>\mu s</math>)</i>	<i>Observaciones</i>
Descarga de retorno en rayos negativos al suelo	Positiva	30-90 (tiempo de la intersección cero)	$60 \times 10^3$	3 a 5 pulsos por rayo
Líder escalonado en rayos negativos al suelo	Positiva	1-2	15-25	Dentro de los 200 $\mu s$ justo antes de una descarga de retorno
Descarga en flecha escalonada en rayos negativos al suelo	Positiva	1-2	6-8	Dentro de los 200 $\mu s$ justo antes de una descarga de retorno
Descomposición inicial en rayos negativos al suelo	Positiva	20-40	70-130	Entre algunos milisegundos y unas decenas de milisegundos antes de una descarga de retorno
Descomposición inicial de rayos en la nube	Negativa	50-80	600-800	Los pulsos más prolongados de un rayo
Ráfaga de pulsos regulares en rayos negativos tanto en la nube como al suelo	Ambas polaridades son igualmente probables	1-2	5-7	Tiene lugar más tarde en la descarga; de 20 a 40 pulsos por ráfaga
Descarga compacta en la nube (pulsos bipolares estrechos)	Ambas polaridades tienen lugar; la negativa es más frecuente	10-30	-	En general no están precedidas ni seguidas de otros procesos de rayos durante centenares de milisegundos

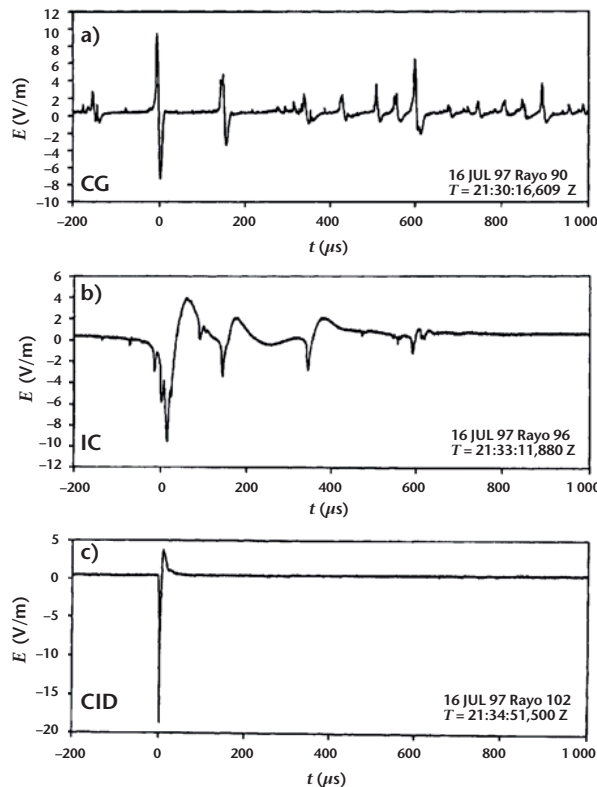
## Notes:

a La polaridad se refiere a la polaridad del medio ciclo inicial en el caso de pulsos bipolares.

b Según la convención para los signos de la electricidad atmosférica, se supone que el vector del campo eléctrico con dirección descendente es positivo.

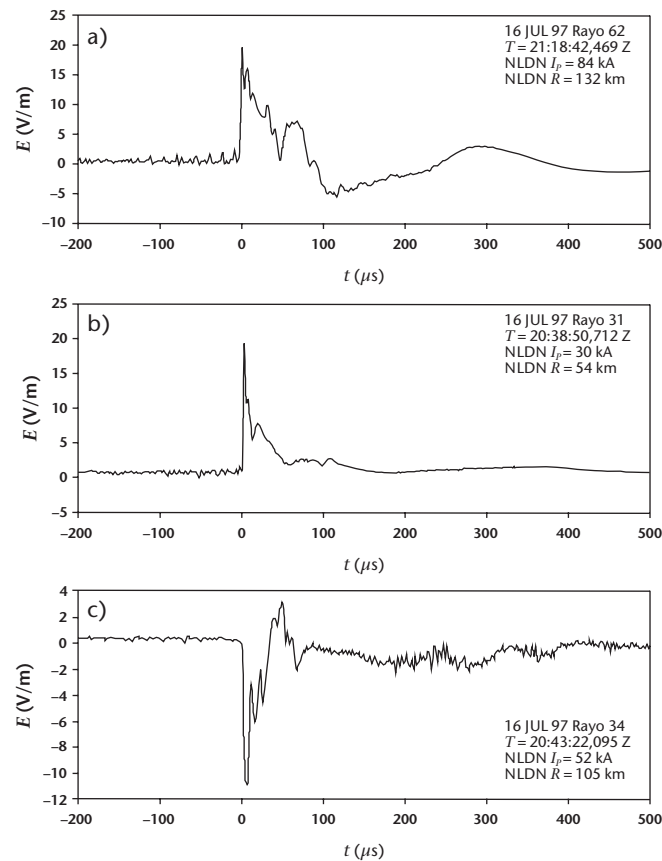
### Rayos negativos al suelo

La estructura típica de los pulsos a escala de microsegundos de los rayos negativos al suelo naturales, según se observa en la superficie, consiste en una secuencia inicial de pulsos (habitualmente denominados pulsos de descomposición iniciales o preliminares), seguidos, unas decenas de milisegundos después, de tres a cinco descargas de retorno relativamente importantes espaciadas varias decenas de milisegundos. La duración de la secuencia inicial de pulsos suele ser de unos pocos milisegundos. La figura 6.3 a) muestra las formas de onda de los pulsos individuales características de la descomposición inicial en los rayos negativos al suelo. La polaridad inicial de los pulsos de descomposición preliminares suele ser la misma que



**Figura 6.3. Ejemplos de formas de onda de pulsos de campos eléctricos ( $E$ ) característicos de a) la descomposición inicial de un rayo negativo de nube a tierra (CG), b) la descomposición inicial de un rayo en la nube (IC), y c) las descargas compactas en la nube (CID). Los campos eléctricos positivos (convención para los signos de la electricidad atmosférica) se desvían hacia arriba. (Adaptado de Rakov, 1999)**

la del siguiente pulso de descarga de retorno. Los pulsos de descomposición iniciales pueden tener amplitudes comparables o incluso superiores a las de los pulsos de descarga de retorno correspondientes. Justo antes del primer pulso de descarga de retorno y antes de algunos pulsos de descarga de retorno subsiguientes hay secuencias de pulsos, en el primer caso asociadas al proceso del líder escalonado y en el segundo, a procesos de descargas en flecha escalonadas (tren de pulsos regular) o caóticos (tren de pulsos irregular). Se ha observado que estas secuencias de pulsos duran de algunas decenas a algunos centenares de microsegundos y que las amplitudes de los pulsos son de uno o dos órdenes de magnitud menores que la amplitud del pulso de la descarga de retorno correspondiente. En la figura 6.4 a) los pulsos del líder escalonado se observan justo antes del pulso de la descarga de retorno, antes de  $t = 0$ . En la figura 6.4 b) se observa un tren de pulsos bastante irregular, que indica un líder caótico, antes del pulso de descarga de retorno subsiguiente (antes de  $t = 0$ ). Generalmente se registra un período relativamente tranquilo a escala de milisegundos entre la secuencia de pulsos de descomposición preliminares y el comienzo de los pulsos pronunciados del líder escalonado. Los intervalos entre los pulsos de descarga de retorno y el intervalo de unas decenas de milisegundos posteriores al último pulso de descarga de retorno contienen ráfagas de pulsos regulares de amplitud relativamente pequeña y alguna otra actividad de pulsos, en general irregular. Las crestas de los pulsos en las ráfagas de pulsos regulares son aproximadamente dos órdenes de magnitud menores que las crestas de los campos de las descargas de retorno iniciales del mismo rayo. Como se observa en el cuadro anterior, las ráfagas de pulsos regulares tienen características muy similares a las secuencias de pulsos asociadas a las descargas en flecha escalonadas. La media geométrica de la cresta del campo eléctrico inicial normalizada a 100 km para las primeras descargas negativas, de unos 6 V/m, es mayor, aproximadamente el doble, que las descargas negativas subsiguientes, de unos 3 V/m. La media geométrica del intervalo de tiempo entre los pulsos de descarga de retorno es de 60 ms.



**Figura 6.4. Ejemplos de formas de onda de pulsos de campos eléctricos de a) la primera descarga negativa, b) la descarga negativa subsiguiente, y c) la primera descarga positiva. Los tres fenómenos fueron detectados por la Red Nacional de Detección de Rayos de Estados Unidos (NLDN), y las características informadas por la NLDN (cresta de la corriente estimada  $I_p$  y distancia  $R$ ) figuran en los gráficos. Véase también la leyenda de la figura 6.3. (Adaptado de Rakov, 1999)**

### Rayos positivos al suelo

Los rayos positivos suelen contener una única descarga de retorno (aunque se observaron hasta cuatro descargas de retorno por rayo) cuya forma de onda del campo eléctrico y magnético en escala de microsegundos tiene características similares a la primera descarga de retorno negativa, excepto por la polaridad inicial. La figura 6.4 c) contiene un ejemplo de la forma de onda del campo eléctrico de una descarga de retorno positiva. Los pequeños pulsos observados antes de  $t = 0$  en la figura 6.4 c) indican un proceso de líder escalonado. A diferencia de las primeras descargas negativas, estos pulsos se detectan solo en aproximadamente una tercera parte de las formas de onda del campo. La cresta media inicial del campo eléctrico normalizada a 100 km para las primeras descargas positivas es mayor por un factor de dos que la de las descargas iniciales negativas. Los rayos positivos al suelo pueden iniciarse de manera similar a los negativos (véase más arriba) o ser subproductos de profusas descargas en la nube.

### Rayos en la nube

La estructura típica de los pulsos que se observan en las descargas producidas naturalmente en la nube consiste en una o más secuencias iniciales de pulsos de amplitud relativamente grande, espaciadas en algunos centenares de microsegundos y que tienen lugar entre unos pocos y decenas de milisegundos, seguidas de varias ráfagas de pulsos regulares de amplitud considerablemente menor. Los pulsos de esas ráfagas están espaciados en varios microsegundos y cada ráfaga dura algunos centenares de microsegundos. La figura 6.3 b) muestra las formas



de onda de los pulsos individuales características de la descomposición inicial en la nube. La polaridad inicial de estos pulsos tiende a ser la opuesta de la de los pulsos de descomposición iniciales en rayos negativos al suelo. También hay pulsos a escala de microsegundos con amplitudes considerablemente menores que las de los pulsos de descomposición iniciales que se dispersan, a diferencia de los que se agrupan en ráfagas, durante todo el rayo. Algunos de estos pulsos más pequeños y muchas veces irregulares se asocian con cambios K escalonados (huellas de campo de procesos K). Los cambios K suelen tener lugar en la fase última del rayo en la nube y estar espaciados en muchas decenas de milisegundos.

### Descargas compactas en la nube

La figura 6.3 c) contiene un ejemplo de huella del campo eléctrico de descargas compactas en la nube (también llamados fenómenos bipolares estrechos). Estos pulsos tienen crestas y derivadas del tiempo de las crestas comparables con las de las descargas de retorno de los rayos al suelo.

#### 6.2.3 Glosario de términos

*Atmosférico*: señal de una descarga de rayo que recorre distancias largas.

*Componentes M*: procesos transitorios que tiene lugar en el camino de un rayo que llega al suelo mientras lleva corriente continuada.

*Convención para los signos de la electricidad en la atmósfera*: convención para los signos de un campo magnético con arreglo a la cual se define como positivo el vector campo eléctrico con dirección descendente.

*Corriente continuada*: corriente constante inmediatamente posterior a algunos pulsos de descargas de retorno.

*Densidad de rayos en el suelo*: número de rayos al suelo por unidad de superficie por unidad de tiempo (generalmente por kilómetro cuadrado por año).

*Descarga compacta en la nube*: descarga de rayo en la nube a escala espacial reducida (típicamente unos centenares de metros) que se cree es el productor natural más intenso de radiación de HF y de VHF (3 a 300 MHz) en el Tierra.

*Descarga de nube a tierra, descarga al suelo*: descarga que contiene al menos una descarga de retorno.

*Descarga de retorno*: proceso del rayo que recorre el camino líder creado anteriormente del suelo a la región de la fuente de carga en la nube y neutraliza la carga líder.

*Descarga en la nube*: descarga que no tiene contacto con el suelo.

*Fenómeno*: parte específica de un rayo, en general toda señal que puede medirse durante los procesos del rayo.

*Líder*: proceso del rayo que crea un camino conductor entre la región de la fuente de carga en la nube y el suelo (en el caso de un rayo de nube a tierra descendente) y distribuye la carga de la región de la fuente en la nube a lo largo de este camino.

*Núcleo tormentoso*: núcleo de convección, generalmente de varios kilómetros de diámetro, caracterizado por corrientes ascendentes relativamente fuertes (>10 m/s). La duración de un núcleo ordinario es del orden de 1 hora.

*Procesos K*: procesos transitorios que tienen lugar en un camino del rayo previamente condicionado que no está conectado (o ha perdido su conexión) con el suelo. Pueden suceder en rayos tanto en la nube como al suelo.



*Rayo bipolar:* descargas de un rayo que transfieren secuencialmente al suelo cargas positivas y negativas en un mismo rayo.

*Rayo de nube a tierra ascendente:* descargas de rayos al suelo iniciadas por líderes ascendentes de objetos en tierra.

*Rayo de nube a tierra descendente:* descargas de rayos al suelo iniciadas por líderes descendentes de la nube.

*Rayo en la nube:* rayos que no tienen relación con el suelo.

*Rayo negativo:* descargas de rayo que efectivamente reducen la carga negativa de la nube al suelo.

*Rayo o relámpago:* proceso de neutralización completa que entraña muchos fenómenos (incluidos líderes, descargas, procesos K y corrientes continuadas) en un intervalo de tiempo, en general de aproximadamente 1 segundo; se refiere a un rayo en la nube o al suelo. También puede definirse como un proceso transitorio de descarga eléctrica en el aire de alta corriente (típicamente decenas de kiloamperios) cuya longitud se suele medir en kilómetros.

*Rayo positivo:* descargas de rayo que efectivamente reducen la carga positiva de la nube al suelo.

*Rayo provocado por un cohete:* descargas de rayo iniciadas artificialmente lanzando a una nube tormentosa un cohete conectado a un alambre de cobre.

### 6.3 PRINCIPIOS DE LOCALIZACIÓN DE RAYOS

#### 6.3.1 Generalidades

En las tres técnicas de localización de rayos basadas en la frecuencia de radio electromagnética de varias estaciones más comunes, es decir, radiogoniometría de campo magnético, tiempo de llegada (TDL) e interferometría, el tipo de información sobre la localización obtenida depende de la frecuencia  $f$  (o de la longitud de onda  $\lambda = c/f$ , donde  $c$  es la velocidad de la luz) de la radiación detectada (Rakov y Uman, 2003). Para las señales detectadas cuyas longitudes de onda son muy cortas respecto de la longitud del camino radiado del rayo, por ejemplo el intervalo de ondas métricas (VHF) en que  $f = 30$  a 300 MHz y  $\lambda = 10$  a 1 m, todo el camino del rayo puede, en principio, representarse en 2 o 3 dimensiones. En el caso de longitudes de onda que exceden o son una fracción significativa de la longitud del camino del rayo, por ejemplo el intervalo de ondas miriamétricas (VLF) en que  $f = 3$  a 30 kHz y  $\lambda = 100$  a 10 km, y el intervalo de ondas kilométricas (LF) en que  $f = 30$  a 300 kHz y  $\lambda = 10$  a 1 km, en general solo pueden obtenerse una o pocas localizaciones útiles para cada camino del rayo. El caso de una sola localización de una descarga de retorno de nube a tierra suele interpretarse como una aproximación del punto de descarga en tierra. Los mejores métodos de obtención de imágenes de caminos electromagnéticos VHF y las mejores técnicas de localización de los puntos de descarga en tierra VLF y LF tienen exactitudes (en realidad errores o incertidumbres de localización) del orden de 100 m. En el otro extremo de la escala de exactitud, los sistemas VLF de larga distancia que funcionan en una banda de frecuencia estrecha, generalmente entre 5 y 10 kHz y detectan rayos a distancias de hasta miles de kilómetros, tienen incertidumbres de localización de relámpagos individuales del orden de 10 km o más. Estos sistemas muchas veces se denominan localizadores de tormentas.

En las técnicas electromagnéticas de localización que entrañan la medición del cambio de amplitud del campo en varias estaciones, el ancho de banda de la medición no guarda relación directa con la exactitud de la localización. Solo se necesita contar con un sistema de medición que pueda reproducir de manera fiable los cambios del campo del proceso de interés. Por consiguiente, de la medición del cambio del campo electrostático en el intervalo de frecuencia de una fracción de hercio a unos pocos hercios en varias estaciones, puede localizarse una posición media de la fuente de carga de un rayo de nube a tierra completo; y con un ancho de banda del

sistema de unos pocos hercios a unos pocos kilohercios, para resolver los cambios del campo electrostático a escala de milisegundos, pueden localizarse las fuentes de carga de descargas individuales del rayo y de la corriente continuada. La localización de rayos mediante las crestas de la radicación eléctrica o magnética de la descarga de retorno, semejante a la localización mediante el cambio del campo electrostático, solo requiere que el sistema reproduzca de manera fiable esas crestas. Las técnicas de localización de rayos basada en la amplitud del campo eléctrico y magnético no se examinan más detenidamente en este capítulo.

Los sistemas de localización de rayos exactos, ya sea si representan todo el camino del rayo o localizan solo los puntos de descarga al suelo o los centros de carga en la nube, necesariamente emplean varios sensores. Los sensores de superficie en una única estación, como un contador de rayos, detectan el fenómeno del rayo, pero no pueden utilizarse para localizar una descarga individual, ni están diseñados para ello, debido a la amplia gama de amplitudes y formas de onda asociadas a los fenómenos individuales. No obstante, con los sensores de una única estación pueden asignarse grupos de rayos a intervalos de distancia aproximados si los datos se acumulan y promedian durante algún período de tiempo. Existen numerosos dispositivos de localización de rayos para una estación única relativamente simples disponibles comercialmente. La mayoría funciona como una radio AM utilizando la amplitud de la estática de radio para medir la distancia a los relámpagos individuales, una técnica que se caracteriza inherentemente por tener errores grandes. Además de los detectores de la amplitud de campo, algunos dispositivos comerciales para una estación única emplean detectores ópticos, radiogoniómetros magnéticos y/o las características de las formas de onda de los rayos para estimar la distancia de las descargas de retorno de nube a tierra desde el sensor.

Los sensores ópticos de una estación única en satélites que orbitan la tierra detectan la luz dispersada por el volumen de la nube que produce el rayo y, en consecuencia, no pueden obtener una localización con una exactitud mejor que unos 10 km, es decir, el diámetro aproximado de una nube pequeña. Además, los sensores en satélites no pueden distinguir entre descargas en la nube y descargas al suelo. Se prevé que la próxima generación de la serie de satélites geoestacionarios operativos para el estudio del medio ambiente (GOES-R) estará equipada con un trazador cartográfico de relámpagos geoestacionario (GLM, Geostationary Lightning Mapper), que vigilará continuamente los rayos sobre un campo de visión amplio. El lanzamiento del primer satélite de la serie GOES-R está previsto en 2015.

En las subsecciones siguientes se examina la forma en que se han combinado sensores individuales que miden distintas propiedades de la radiación electromagnética de los rayos para formar sistemas que suministran la localización de rayos de forma práctica. Para más detalles pueden consultarse los estudios de Rakov y Uman (2003) y de Cummins y Murphy (2009), y las referencias allí incluidas.

### 6.3.2 Radiogoniometría de campo magnético

Dos bucles verticales y ortogonales con planos de orientación norte-sur y este-oeste, que miden el campo magnético cada uno desde un radiador vertical dado, pueden utilizarse para obtener la dirección a la fuente. Esto sucede porque el voltaje de salida de un bucle determinado es proporcional al coseno del ángulo entre el vector del campo magnético y el vector perpendicular al plano del bucle, de acuerdo con la ley de Faraday. En el caso de un radiador vertical, las líneas del campo magnético son círculos coaxiales respecto de la fuente. Por lo tanto, por ejemplo, el bucle cuyo plano tiene la orientación norte-sur recibe la señal máxima si la fuente está al norte o al sur de la antena, mientras que el bucle ortogonal este-oeste no recibe señal alguna. En general, el coeficiente entre las dos señales de los bucles es proporcional a la tangente del ángulo entre el norte y la fuente, desde la perspectiva de la antena.

Los radiogoniómetros magnéticos de bucle cruzado utilizados para la detección de rayos pueden dividirse en dos tipos generales: radiogoniómetros de banda estrecha (ajustados) y radiogoniómetros cerrados de banda ancha. En ambos casos, la técnica de localización de rayos supone, implícitamente, que el campo eléctrico radiado tiene una orientación vertical y que el campo magnético conexo la tiene horizontal y perpendicular a la trayectoria de propagación.

Se han utilizado radiogoniómetros de banda estrecha para la detección de rayos lejanos desde la década de 1920. Generalmente funcionan con una frecuencia de banda estrecha centrada entre 5 y 10 kHz, en que la atenuación de la guía de onda entre la superficie de la Tierra y la ionosfera es relativamente baja y la energía de las señales de los rayos es relativamente alta. Antes del desarrollo de los radares meteorológicos en la década de 1940, los sistemas de localización de rayos eran el medio principal para la identificación y la cartografía de las tormentas a media y larga distancia.

Una desventaja importante de la radiogoniometría de banda estrecha es que para rayos a distancias inferiores a 200 km tiene errores acimutales inherentes, denominados errores de polarización, del orden de  $10^\circ$ . Estos errores son causados por la detección de componentes del campo magnético de secciones no verticales del camino, cuyas líneas de campo magnético forman círculos en un plano perpendicular a la sección no vertical del camino, y por reflexiones de la ionosfera, cuyos campos magnéticos están incorrectamente orientados de manera similar para poder localizar la dirección del punto de llegada al suelo.

Para superar el problema de los grandes errores de polarización a distancias cortas inherente al funcionamiento de los radiogoniómetros de banda estrecha, a comienzos de la década de 1970 se desarrollaron los radiogoniómetros cerrados de banda ancha. Estos funcionan mediante el muestreo de los componentes norte-sur y este-oeste de la cresta inicial del campo magnético de la descarga de retorno, que se radia desde aproximadamente los 100 m inferiores del camino en los primeros microsegundos de la descarga de retorno. Dado que la parte inferior del camino suele ser recta y vertical, el campo magnético es esencialmente horizontal. Además, un radiogoniómetro cerrado no registra las reflexiones de la ionosfera, puesto que estas llegan mucho después del muestreo de la cresta inicial del campo magnético. El ancho de banda de operación de un radiogoniómetro cerrado de banda ancha suele situarse aproximadamente entre unos pocos kilohercios y 500 kHz. Cabe destacar que aunque se necesite una frecuencia superior de muchos megahercios para asegurar una reproducción exacta de la cresta del campo de radiación entrante, en particular si la propagación es sobre agua salada, para que un radiogoniómetro sea eficaz basta que tenga una respuesta de frecuencia superior de unos pocos centenares de kilohercios para que el error acimutal sea de aproximadamente  $1^\circ$ . Esto se debe a que el coeficiente entre las señales de la cresta en los dos bucles no es sensible a la distorsión idéntica producida por los circuitos electrónicos idénticos conexos de ambos bucles. Del mismo modo, con una calibración adecuada y corrección por los efectos de propagación, un radiogoniómetro eficaz solo necesita una respuesta de frecuencia superior de unos pocos centenares de kHz para obtener un error de estimación de la cresta de la corriente del 15% al 20%. Por consiguiente, un radiogoniómetro cerrado de banda ancha puede funcionar con frecuencias inferiores a la banda de radio AM y a las frecuencias de algunos transmisores de navegación de aeronaves, que de otra forma podrían causar ruido direccional no deseado.

Los radiogoniómetros cerrados de banda ancha, así como los radiogoniómetros de banda estrecha, están expuestos a errores de emplazamiento. Estos son una función sistemática de la dirección, aunque en general no varían con el tiempo. Estos errores son causados por la presencia de campos magnéticos no deseados debido a un terreno no llano y a objetos conductores cercanos, como líneas eléctricas y estructuras subterráneas y aéreas, a los que los campos de los rayos hacen radiar. Para eliminar por completo los errores de emplazamiento, la zona circundante del radiogoniómetro debe ser llana y uniforme y no tener objetos conductores importantes cercanos, incluso subterráneos. Suele ser difícil cumplir estos requisitos, por lo que muchas veces es más fácil medir los errores de emplazamiento del radiogoniómetro y compensarlos, que encontrar un lugar que tenga pequeños errores de emplazamiento aceptables. Una vez hechas dichas correcciones, se ha determinado (mediante la utilización de datos ópticos independientes) que los errores residuales suelen ser inferiores a  $2^\circ$  o  $3^\circ$ .

Dado que no se sabe *a priori* si la carga de una descarga al suelo es positiva o negativa, hay una ambigüedad de  $180^\circ$  en el acimut de la descarga si se miden únicamente los campos magnéticos ortogonales. En todos los radiogoniómetros de banda ancha esa ambigüedad se resuelve midiendo el campo eléctrico asociado cuya polaridad indica el signo de la carga transferida al suelo.

### 6.3.3 Técnica del tiempo de llegada

Un único sensor del tiempo de llegada registra el momento en que una parte de la señal del campo electromagnético del rayo llega a la antena receptora. Los sistemas del tiempo de llegada para localizar rayos pueden dividirse en tres tipos generales: i) línea de base muy corta (de decenas a centenares de metros), ii) línea de base corta (decenas de kilómetros), y iii) línea de base larga (de centenares a miles de kilómetros). Los sistemas de línea de base muy corta y corta suelen funcionar con VHF, es decir, a frecuencias de entre 30 y aproximadamente 300 MHz, mientras que los sistemas de línea de base larga suelen hacerlo a VLF y LF, de 3 a 300 kHz. En general se cree que la radiación de VHF está asociada a los procesos de descomposición del aire; en cambio, las señales de VLF se deben al flujo de corriente en los caminos conductores del rayo. Los sistemas de línea de base corta se usan en general para suministrar imágenes de los caminos del rayo y estudiar la evolución espacial y temporal de las descargas. Los sistemas de línea de base larga suelen utilizarse para identificar el punto de descarga en tierra, los fenómenos de los rayos en las nubes en caminos predominantemente verticales o la ubicación promedio del rayo.

Un sistema de línea de base muy corta (de decenas a centenares de metros) está compuesto de dos o más receptores de VHF del tiempo de llegada espaciados de modo que la diferencia entre el instante de la llegada de un pulso de VHF del rayo a esos receptores es breve en comparación con el tiempo entre pulsos, que se sitúa entre algunos microsegundos y centenares de microsegundos. La línea generada por todos los puntos fuente capaces de producir una diferencia de tiempo determinada entre dos receptores es, en general, un hiperboloide, pero si los receptores están muy poco espaciados, el hiperboloide se degenera, en el límite, en un plano sobre el que se encuentra la fuente. Con dos diferencias de tiempo de tres receptores muy poco espaciados se obtienen dos planos cuya intersección es la dirección de la fuente, es decir, el acimut y la altura. Para encontrar la ubicación de la fuente, y no solo determinar su dirección, deben utilizarse dos o más conjuntos de tres receptores muy poco espaciados, con los conjuntos espaciados a decenas de kilómetros o más. Básicamente, cada conjunto de receptores es un radiogoniómetro TDL y con la intersección de dos o más vectores de dirección se obtiene la ubicación.

Los sistemas TDL de línea de base corta suelen ser redes de 5 a 15 estaciones que utilizan la información del tiempo de llegada para la cartografía tridimensional (3D) de los caminos del rayo. Investigadores del Instituto de Minería y Tecnología de Nuevo México han desarrollado una versión portátil de este sistema, conocido como Sistema de cartografía de rayos (LMA), que en los últimos tiempos se ha convertido en un instrumento importante tanto para la investigación de los rayos como para aplicaciones operativas. Los sistemas TDL en VHF de línea de base corta suministran imágenes electromagnéticas de la evolución de los caminos de todo tipo de relámpago.

Los primeros sistemas TDL de línea de base larga (de centenas a miles de kilómetros) funcionaban a VLF y LF. Por ejemplo, uno de ellos utilizaba un par de estaciones receptoras en Massachusetts con un ancho de banda de 4 a 45 kHz separadas por más de 100 km (la red total estaba integrada por cuatro estaciones) para comparar las diferencias entre los tiempos de llegada de las señales en cada estación y así determinar las direcciones a la descarga causativa del rayo en Europa occidental. El sistema de dos estaciones era básicamente un radiogoniómetro semejante a los sistemas de base muy corta ya descritos, pero que funcionaba con frecuencias menores y una línea de base más larga. Las direcciones obtenidas se comparaban favorablemente con las ubicaciones informadas por la red de radiogoniómetros de banda angosta de la Oficina Meteorológica de Reino Unido que funcionaban en ese momento. Se utilizaban técnicas de geometría esférica para explicar la propagación por la superficie terrestre al encontrar la línea de puntos para poder obtener una diferencia constante entre los tiempos de llegada a los receptores.

En la década de 1980 se desarrolló otro sistema TDL de línea de base larga, denominado Sistema de Localización y Rastreo de Rayos (LPATS), que operaba a LF y VLF y utilizaba antenas de látigo de campo eléctrico en estaciones espaciadas de 200 a 400 km para determinar las ubicaciones midiendo las diferencias entre los tiempos de llegada de las señales a las estaciones. Con el ancho de banda utilizado, las formas de onda de las descargas de retorno generalmente eran las más grandes y, por consiguiente, las más fáciles de localizar. En principio, se necesitan respuestas de

cuatro estaciones (tres diferencias de tiempo) para determinar una ubicación única, dado que las hipérbolas sobre la superficie terrestre formadas con solo dos diferencias de tiempo pueden, en general, tener dos puntos de intersección distintos. Para rayos de nube a tierra cerca o dentro de la red, muchas veces hay una solución única, por lo cual en estos casos basta el método de tres estaciones.

#### 6.3.4 Interferometría

Además de radiar pulsos asilados, los rayos también producen ráfagas de radiación electromagnética semejante a ruido que duran decenas a centenares de microsegundos. Estas ráfagas son difíciles de ubicar mediante las técnicas TDL debido a que no es fácil identificar los pulsos individuales. En el caso de la interferometría, no es necesario identificar los pulsos individuales, puesto que el interferómetro mide la diferencia de fase entre las señales de banda estrecha correspondientes a esas ráfagas semejantes a ruido recibidas por dos o más sensores cercanos entre sí. El interferómetro de rayos más simple consta de dos antenas separadas por unos pocos metros, cada una de ellas conectada por medio de un filtro de banda estrecha a un receptor. Las antenas, los filtros y los receptores son idénticos. Los productos de los dos receptores se envían a un detector de fases que genera un voltaje proporcional a la diferencia de fase entre las dos señales cuasi senoidales. La diferencia de fase define, al igual que la diferencia de tiempo en un sistema TDL de línea de base muy corta, un plano en el cual se encuentra la fuente, es decir, un ángulo de dirección a la fuente VHF. Para encontrar el acimut y la elevación de una fuente, se necesitan, como mínimo, tres antenas receptoras con dos líneas de base ortogonales. Para determinar la fuente en tres dimensiones, se requieren dos o más interferómetros sincronizados, cada uno actuando efectivamente como radiogoniómetro, separados por unos 10 km o más, según sea necesario. Los principios de la localización interferométrica de rayos se describen en detalle en Lojou y otros (2008).

La mayoría de los sistemas interferométricos funcionan con anchos de banda muy estrechos (desde unos pocos kilohercios hasta unos pocos megahercios en las bandas de ondas métricas y decimétricas (VHF/UHF), pues ello da al sistema una gran sensibilidad en una banda de funcionamiento específica "tranquila". No obstante, también hace que el rendimiento del sistema esté sujeto a la interferencia del ancho de banda local, tal vez no provea la mayor relación señal-ruido y obligue a establecer una limitación específica en el espaciado del conjunto de antenas para evitar la ambigüedad en el tiempo de llegada (fase). La tendencia reciente de uso de interferometría de banda ancha (Shao y otros, 1996; Mardiana y Kawasaki, 2000; Morimoto y otros, 2004) ahora es posible gracias a la aparición de dispositivos electrónicos de frecuencias radioeléctricas de banda ancha y de procesamiento de señales digitales asequibles.

### 6.4 CARACTERÍSTICAS DE FUNCIONAMIENTO

Por lo general, se pretende que un sistema moderno de localización de rayos en ondas miriamétricas a hectométricas (VLF-MF) registre (en diferentes categorías) y localice sobre una superficie determinada todas las descargas de nube a tierra de cualquier polaridad, así como las descargas en la nube. También tiene que medir, para cada descarga, su intensidad, habitualmente en forma de la cresta de la corriente inferida de los campos eléctricos o magnéticos medidos. Por consiguiente, el rendimiento del sistema puede evaluarse utilizando las características siguientes:

- a) eficiencia de la detección de los rayos de nube a tierra;
- b) eficiencia de la detección de las descargas de nube a tierra;
- c) eficiencia de la detección de las descargas en la nube;
- d) porcentaje de fenómenos clasificados erróneamente (en particular, las descargas en la nube a las que se ha asignado la categoría de descarga de nube a tierra positiva o negativa);

- e) exactitud de la ubicación (o error de ubicación);
- f) error de estimación de la cresta de la corriente.

En general, la eficiencia de la detección es la fracción (habitualmente expresada como porcentaje) del total de fenómenos detectados por el sistema, que idealmente es igual al 100%. Mientras que la eficiencia de la detección de las descargas de nube a tierra puede definirse fácilmente (dado que estas descargas entrañan una característica única y observable —el camino luminoso a tierra— y el número total de los fenómenos ocurridos puede determinarse de manera práctica), la eficiencia de la detección de los rayos en la nube es un concepto bastante impreciso. Lo cierto es que hay muchos procesos de descarga en la nube (algunos no comprendidos del todo) que suceden a diferentes escalas espaciales y temporales y que aparentemente no tienen características únicas o fácilmente observables. Por ello, no suele conocerse el número total de fenómenos. En la práctica, si todos los fenómenos de descarga en la nube se incluyen en el número de unidades contabilizadas, el número de descargas en la nube detectadas puede determinarse mayormente por el nivel de ruido local y el límite de velocidad de transmisión de las señales del sistema.

Para determinar la eficiencia de la detección de rayos de nube a tierra, tal vez la característica de funcionamiento más importante de los sistemas de localización de rayos utilizados para determinar la densidad de rayos en el suelo, se considera que el rayo se ha detectado si al menos se ha detectado una de sus descargas. Puede aplicarse un enfoque semejante a los rayos en la nube, aunque habría que decidir si una única unidad contabilizada constituye un rayo y cómo asignar varias unidades contabilizadas a rayos individuales.

El error de localización es la distancia entre la ubicación real y la que informa el sistema. En general, está integrado por componentes aleatorios y sistemáticos. En algunos casos, estos últimos pueden explicarse (por ejemplo, los errores de emplazamiento en los sistemas de radiogoniometría de campo magnético).

El error de estimación de la cresta de la corriente es la diferencia entre el valor real de la cresta de la corriente y el informado por el sistema, y generalmente se expresa como porcentaje de la cresta de la corriente real. Los sistemas de localización de rayos estiman las crestas de la corriente utilizando una ecuación de conversión de campo a corriente basada en datos empíricos o modelos. Existen ecuaciones de conversión de campo a corriente bastante fiables para descargas de nube a tierra, aunque no para descargas en la nube.

Para evaluar las características de funcionamiento enumeradas, se requieren datos de verificación en tierra independientes. Por ejemplo, las descargas que tienen lugar en una ubicación conocida con precisión equipada con un instrumento de medición de corriente (torre elevada o equipo de generación de rayos) pueden utilizarse para estimar la exactitud de la ubicación y el error de estimación de la cresta de la corriente. La eficiencia de la detección y el porcentaje de fenómenos clasificados erróneamente suelen estimarse sobre la base de registros ópticos resueltos a lo largo del tiempo. A veces se utilizan los daños producidos por los rayos a diversos objetos (como edificios y árboles) para estimar los errores de localización, aunque la identificación del fenómeno del rayo que causó el daño con este enfoque es incierta debido a la falta de precisión de la información temporal (que casi nunca se conoce con una exactitud menor al minuto). Es posible obtener mediciones menos definitivas de las características de funcionamiento de los sistemas de localización de rayos mediante la utilización de modelos o comparaciones con un sistema más preciso que funcione en la misma zona. Hasta la fecha, solo se ha realizado un número limitado de estudios de verificación en tierra, en particular para las primeras descargas en rayos de nube a tierra negativos, rayos de nube a tierra positivos y descargas en la nube.

En algunas aplicaciones (por ejemplo el seguimiento de núcleos tormentosos), la capacidad de seguimiento puede ser más importante que la detección de rayos individuales. El funcionamiento de los sistemas previstos principalmente para estas aplicaciones suele probarse en relación con imágenes de radar o en el infrarrojo de satélites, con buena correspondencia entre los rayos detectados y las regiones de alta reflectividad de radar o de bajas temperaturas en la cima de



las nubes, consideradas como criterio de la validez de los resultados del sistema. En cuanto a las alertas tempranas, la capacidad de detectar el primer rayo probablemente sea la característica de funcionamiento más importante.

La forma de definir las características de funcionamiento de los sistemas de formación de imágenes de los caminos del rayo en VHF no es clara. Obviamente, no pueden detectarse todas las fuentes de VHF en la nube. Las limitaciones de la sensibilidad impiden que estos sistemas puedan detectar regularmente los líderes positivos y realizar su cartografía. En consecuencia, las imágenes tomadas en VHF resultantes son necesariamente parciales. Además, suele necesitarse la información suplementaria sobre las descargas de retorno para distinguir de manera fiable entre los rayos en la nube y los rayos de nube a tierra, porque la radiación en VHF asociada directamente con las descargas de retorno subsiguientes es limitada y difícil de detectar. Asimismo, no es posible estimar las crestas de la corriente. No obstante, los sistemas de formación de imágenes de los caminos del rayo en VHF constituyen una herramienta muy valiosa para estudiar la morfología detallada y la evolución de los rayos, especialmente en la nube, y muchas veces se utilizan para probar otros tipos de sistemas de localización de rayos.

## 6.5 EJEMPLOS DE SISTEMAS MODERNOS DE LOCALIZACIÓN DE RAYOS

A continuación se describen brevemente un sistema en VHF de formación de imágenes del camino del rayo (LMA), tres sistemas en VLF y LF (NLDN, LINET y USPLN), un sistema en ELF/VLF/LF/MF/HF (ENTLN) y tres sistemas en VLF (WWLLN, GLD360 y ATDnet) como ejemplos representativos de sistemas modernos de localización de rayos. Se han elegido estos sistemas porque son buenos ejemplos de cada tipo de sistema, pero ello no implica que sean mejores que otros ni que se los recomiende respecto del uso de otros sistemas no descritos en este capítulo. Puede encontrarse información sobre estos y otros sistemas en Rakov y Uman (2003), Cummins y Murphy (2009), Betz y otros (2009), y las referencias allí incluidas. En todo el mundo hay más de 60 redes de localización de rayos en VLF y LF.

Además de la descripción de cada sistema, se incluye la información disponible sobre sus características de funcionamiento, haciendo hincapié en los que están basados en datos verificados en tierra que figuran en publicaciones revisadas por homólogos. En general, la cantidad de dicha información es mayor para los sistemas más antiguos.

### 6.5.1 Sistema de cartografía de rayos, 60 a 66 MHz

Los sistemas LMA por lo general son redes de 10 a 15 estaciones separadas por 15 a 20 km conectadas con enlaces de comunicación inalámbrica a una ubicación central (Thomas y otros, 2004). Cada estación recibe las señales de los rayos (tanto en la nube como de nube a tierra) en un canal de televisión local no utilizado (habitualmente el canal 3, en la banda de 60 a 66 MHz). La resolución temporal típica (ventana de tiempo de medición) es de 80 a 100  $\mu$ s. Para el procesamiento y la visualización en tiempo real se utiliza una ventana mayor, en general de 400  $\mu$ s.

La exactitud de localización del LMA de Nuevo México se ha investigado empíricamente utilizando un globo sonda con un transmisor en VHF, la trayectoria de aviones y observaciones de tormentas lejanas (Thomas y otros, 2004). También se han desarrollado modelos geométricos sencillos para estimar la incertidumbre de la localización de fuentes tanto sobre como fuera de la red. Se determinó que los resultados de los modelos constituían un buen estimador de los errores observados. Las fuentes sobre la red a una elevación de 6 a 12 km se localizaron con una incertidumbre de 6 a 12 m rms en la horizontal y de 20 a 30 m rms en la vertical, con lo cual el error en 3D era menor a 100 m en la mayoría de las fuentes localizadas. Fuera de la red, la incertidumbre de la localización aumenta con la distancia.



### 6.5.2 Red Nacional de Detección de Rayos de Estados Unidos, 400 Hz a 400 kHz

La NLDN consta de más de 100 estaciones separadas mayormente por 300 a 350 km que cubren el territorio continental de Estados Unidos (véase Cummins y Murphy, 2009). Utiliza una combinación de técnicas de localización de tiempo de llegada y de radiogoniometría de campo magnético e informa de rayos en la nube y de nube a tierra. La clasificación se obtiene aplicando criterios de forma de onda del campo. Las crestas de la corriente se estiman a partir de los campos medidos utilizando una fórmula empírica basada en datos de rayos provocados por cohetes, y las crestas del campo se ajustan para tener en cuenta los efectos de propagación (más fuertes que la dependencia de la proporcionalidad inversa de la distancia). En Rakov y Uman (2003, capítulo 17), Orville (2008), Cummins y Murphy (2009) y las referencias allí incluidas se puede consultar más información sobre la evolución de la NLDN, su metodología y las aplicaciones de los datos de la NLDN.

Se ha estudiado la eficiencia de la detección de las descargas y los rayos de nube a tierra utilizando cámaras de video en el sur de Arizona, Oklahoma y Texas (Biagi y otros, 2007). La eficiencia de la detección de descargas en el sur de Arizona se estimó en el 76% ( $N = 3\,620$ ) y en Texas y Oklahoma en el 85% ( $N = 885$ ). La eficiencia de la detección de rayos fue del 93% ( $N = 1\,097$ ) y del 92% ( $N = 367$ ), respectivamente. Además, la clasificación de los fenómenos de rayos como descargas en la nube o de nube a tierra se analizó en este estudio y otro similar (que utilizó también medidas independientes de la forma de onda del campo eléctrico) en la región de Colorado, Kansas y Nebraska (Fleenor y otros, 2009).

Asimismo, se ha estudiado la eficiencia de la detección de las descargas y los rayos de nube a tierra utilizando datos verificados en tierra de rayos provocados por cohetes en la región de Florida (Jerauld y otros, 2005; Nag y otros, 2011). En el último estudio (2004 a 2009), se determinó que la eficiencia de la detección de descargas y rayos de nube a tierra era del 76% ( $N = 139$ ) y del 92% ( $N = 37$ ), respectivamente. Las descargas de los rayos provocados por cohetes son similares a las descargas regulares subsiguientes (que siguen los caminos formados anteriormente) de los rayos naturales y, por consiguiente, la eficiencia de la detección de descargas del 76% se aplica solo a las descargas negativas regulares subsiguientes de los rayos naturales. Se considera que la eficiencia de la detección de rayos derivada de los rayos provocados por cohetes es una subestimación del valor real de los relámpagos negativos naturales, puesto que las primeras descargas suelen tener crestas de corriente superiores a las subsiguientes.

Nag y Rakov (2012) examinaron las formas de las ondas de los campos eléctricos producidos por 45 rayos positivos con 53 descargas. De estas, la NLDN localizó 51 (el 96%), de las cuales 48 (el 91%) se clasificaron correctamente y 3 descargas de retorno se clasificaron erróneamente como descargas en la nube.

Según Cummins y Murphy (2009), la eficiencia de detección de rayos en la nube de la NLDN (un rayo se consideraba detectado si se detectaba al menos una pulsación en VLF/LF producida por este) es del orden del 10 al 20%, dependiendo de las diferencias locales de las distancias entre estaciones. Nag y otros (2010) examinaron campos eléctricos de banda ancha, derivadas de los campos eléctrico y magnético, y ráfagas de radiación VHF de banda estrecha (36 MHz) producidos por 157 descargas compactas en la nube. La NLDN localizó 150 de estas descargas (el 96%) y clasificó correctamente a 149 de estas (el 95%) como descargas en la nube.

Nag y otros (2011), comparando las ubicaciones informadas por la NLDN con las ubicaciones conocidas con exactitud obtenidas de los lanzacohetes, que consideraron como los puntos exactos de las descargas al suelo, estimaron que la mediana absoluta del error de localización era de 308 m, con un error máximo de 4,2 km ( $N = 105$ ). Los errores de estimación de las crestas de la corriente se calcularon comparando las crestas de la corriente informadas por la NLDN con corrientes medidas directamente en la base de los caminos de rayos provocados por cohetes. El valor absoluto de la mediana del error de estimación de la corriente fue del 13% ( $N = 96$ ). Los errores de estimación de la corriente nunca superaron el 129% en valor absoluto (60% si se excluyen dos valores fuera de límites). Estos resultados se aplican solo a las descargas negativas regulares subsiguientes en rayos naturales.

### 6.5.3 **Red de detección de rayos, 1 a 200 kHz**

El método básico utilizado en la Red de detección de rayos (LINET) es el tiempo de llegada, aunque los sensores de campo magnético suministran información sobre el ángulo de llegada, que se usa como verificación de la plausibilidad de las localizaciones calculadas. La información sobre la elevación derivada del tiempo de llegada al sensor más cercano se usa para clasificar los procesos de los rayos en la nube y los procesos en la nube de rayos de nube a tierra (por ejemplo, la descomposición preliminar) por un lado, y las descargas de nube a tierra por el otro (se supone que las ubicaciones cercanas al suelo guardan relación con descargas de nube a tierra y las elevadas con todos los demás procesos). Se afirma que puede lograrse una separación fiable de las descargas de retorno y los pulsos en la nube siempre que el sensor más cercano esté a menos de 100 km de la descarga, lo cual requiere líneas de base de 200 a 250 km o menos. Se hace hincapié en la detección de señales de baja amplitud de rayos tanto en la nube como de nube a tierra. Las crestas de la corriente de procesos de rayos en la nube, los procesos en la nube (como la descomposición preliminar) en rayos de nube a tierra y las descargas de nube a tierra se estiman suponiendo una proporcionalidad directa entre la cresta de la corriente y la del campo magnético (o eléctrico) y una dependencia inversa de la distancia de la cresta del campo. En Betz y otros (2009) y las referencias allí incluidas figura más información sobre LINET.

De manera semejante a los sistemas en VHF de formación de imágenes de los caminos del rayo, no está claro cómo definir la eficiencia de detección de la red LINET que, en cierto sentido, también traza la evolución de los caminos del rayo, aunque con un número considerablemente menor de fuentes localizadas por rayo. Además, los procesos en la nube de rayos de nube a tierra (como la descomposición preliminar) se asignan a la categoría de rayo en la nube, lo cual aparentemente no es coherente con las definiciones tradicionales de rayo en la nube como rayo sin descarga de nube a tierra y un rayo nube a suelo como rayo que tiene tanto procesos en la nube como descargas de nube a tierra. Esto probablemente no sea importante para varias aplicaciones, como la trayectoria de núcleos tormentosos y la detección de fenómenos meteorológicos extremos.

Se afirma que el error de localización aleatorio es aproximadamente de 150 m, pero se reconoce la existencia de errores sistemáticos. En Betz y otros (2009) se ofrece un ejemplo de 58 descargas localizadas que aparentemente terminaron en una torre con instrumentos con un error medio de localización de menos de ~100 m, después de compensar los errores sistemáticos que causaron un sesgo de localización de ~200 m.

Se desconoce el error de estimación de las crestas de la corriente de las redes LINET (hasta la fecha no se han realizado comparaciones con datos de verificación en tierra).

### 6.5.4 **Red de localización precisa de Estados Unidos, 1,5 a 400 kHz**

La Red de localización precisa de Estados Unidos (USPLN) emplea la técnica de tiempo de llegada en VLF/LF y consta de 100 sensores de campo eléctrico que cubren el territorio continental de Estados Unidos y otras partes de América del Norte. No se ha informado de estudios formales del funcionamiento de este sistema, aunque sus operadores afirman, aparentemente sobre la base del análisis de simulaciones de la red, una eficiencia de detección de descargas del 95% y un error de localización típico de 250 m en la mayor parte de América del Norte (eficiencia de detección >80% y error de localización < 1 km en zonas de despliegue clave en otras partes del mundo). La diferenciación entre los procesos en la nube y de nube a tierra aparentemente se logra examinando el contenido y la amplitud de la frecuencia de las señales recibidas. No se ha descrito formalmente el procedimiento de conversión de campo a corriente, ni se dispone de información de ensayos de su validez.

### 6.5.5 Red de detección total de rayos de Earth Networks, 1 Hz a 12 MHz

Los sensores de la Red de detección total de rayos de Earth Networks (ENTLN) funcionan en un intervalo de frecuencia de 1 Hz a 12 MHz (abarcando los espectros de ELF, VLF, LF, MF y HF). Esta red, que en 2013 tenía más de 700 sensores, utiliza el método TDL. Informa tanto de los rayos en la nube como de nube a tierra.

Según Heckman y Liu (2010), la totalidad de las formas de onda del campo eléctrico se transmite desde el sensor a la unidad de procesamiento de datos, y se utiliza tanto para localizar los fenómenos de los rayos como para diferenciar entre los procesos en la nube y de nube a tierra. Las descargas (o los fenómenos individuales en la nube) se agrupan en un rayo si están espaciadas entre 700 ms y 10 km de la primera descarga o el primer fenómeno individual en la nube detectados. Un rayo que tiene al menos una descarga de retorno se clasifica como de nube a tierra, en caso contrario, como rayo en la nube. Para calcular la trayectoria de núcleos tormentosos y la generación de alertas de tormentas, solo se utilizan los rayos (ya que es más probable que el sistema detecte los rayos que las descargas).

No se ha informado de estudios de funcionamiento formales del sistema en la bibliografía revisada por homólogos, pero los operadores del sistema afirman que las pruebas de funcionamiento llegan a la conclusión de que la ENTLN logra una eficiencia de detección de rayos del 40% al 50% en gran parte de Estados Unidos y de hasta el 95% en las regiones de centro occidente y oriental de Estados Unidos (Heckman y Liu, 2010). El sistema parece centrarse en maximizar la eficiencia de detección de los rayos en la nube. Al extender el intervalo de frecuencia de detección a los espectros de MF y HF, la ENTLN procura detectar y registrar los pulsos más débiles a mayor distancia que otros sistemas en VLF/LF con líneas de base semejantes.

Hasta la fecha no se ha descrito formalmente el procedimiento de conversión de campo a corriente, ni se dispone de información sobre ensayos de su validez.

### 6.5.6 Red mundial de detección de rayos, 6 a 18 kHz

La Red mundial de detección de rayos (WWLLN) utiliza el método de tiempo de llegada en grupo para localizar rayos. El método se basa en el hecho de que las señales de VLF de los rayos (atmosféricos) que se propagan en la guía de onda de la ionosfera a la Tierra son objeto de dispersión, pues los componentes de frecuencia más alta llegan antes que los de frecuencia más baja. El tiempo de llegada en grupo, una cantidad que puede calcularse a partir de las ondas de los atmosféricos medidos, guarda relación con la distancia recorrida por el atmosférico. A marzo de 2012, la WWLLN utilizaba 57 sensores ubicados en todos los continentes, aunque, según se señala en Dowden y otros (2002), en principio podría obtenerse cobertura mundial con tan solo 10 sensores. Las distancias entre sensores son del orden de los miles de kilómetros. Actualmente, se considera que solo se localizan con exactitud aceptable los fenómenos de rayos que se registran en al menos 5 sensores y que tienen residuales (incertidumbre en la medición temporal de la descarga) iguales o menores que  $30 \mu\text{s}$ .

En el último estudio de las características de funcionamiento de la WWLLN, Abarca y otros (2010) utilizaron datos de la NLDN como datos de verificación en tierra y determinaron que la eficiencia de la detección de rayos de nube a tierra mejoró de aproximadamente el 3,9% en 2006-2007 al 10,3% en 2008-2009, período en el que el número de sensores aumentó de 28 en 2006 a 38 en 2009. En los fenómenos con crestas de corriente informadas por la NLDN de 130 kA o más, la eficiencia de la detección ascendió al 35%. Se estimó el error de localización medio entre 4 y 5 km.

La interacción de las señales de los rayos con la ionosfera produce una distorsión espectral de la forma de onda recibida, de modo que no es sencillo inferir la cresta de la corriente ni la polaridad del rayo. No obstante, Hutchins y otros (2012) desarrollaron un método para convertir la energía radiada de la descarga en la banda de 6 a 18 kHz a la cresta de la corriente. Hasta la fecha se desconocen los errores que entraña dicha conversión.

### 6.5.7 **Conjunto Mundial de Datos de Rayos, VLF**

El Conjunto Mundial de Datos de Rayos (GLD360), también conocido como Red Mundial de Detección de Rayos (GLDN), emplea un número no especificado de sensores de VLF situados estratégicamente en todo el mundo. Las localizaciones se obtienen utilizando los métodos de tiempo de llegada y de radiogoniometría de campo magnético junto con un algoritmo de reconocimiento de la forma de onda del rayo. Este se basa en un conjunto de formas de onda canónicas correspondientes a distancias de propagación del orden de los miles de kilómetros (Said y otros, 2010).

Según los operadores de la red, la eficiencia de la detección de rayos de nube a tierra esperada es del 60% al 70% y la mediana del error de localización es de 5 a 10 km. Demetriades y otros (2010) evaluaron las características de funcionamiento del GLD360 utilizando datos verificados en tierra de la NLDN y concluyeron que la eficiencia de la detección de rayos de nube a tierra era del 86 al 92% y que la mediana del error de localización era de 10,8 km. Basándose en un estudio semejante que utilizó la red de detección de rayos de Brasil, Naccarato y otros (2010) informaron de una eficiencia de la detección de rayos de nube a tierra del 16% y de una media del error de localización de 12,5 km. Utilizando mediciones sincronizadas del campo eléctrico y mediciones mediante una cámara de video de alta velocidad de rayos de nube a tierra en Bélgica como datos verificados en tierra, Poelman y otros (2013) determinaron que la eficiencia de la detección de rayos y descargas de nube a tierra del GLD360 era del 96% y el 70%, respectivamente, y que la mediana del error de localización era de 900 m. Utilizando datos verificados en tierra de la NLDN, Said y otros (2013) informaron de una eficiencia de la detección de rayos de nube a tierra del 57% y una mediana del error de localización de 2,5 km.

El GLD360 también informa de la cresta de la corriente y la polaridad. Respecto de la NLDN, Said y otros (2013) concluyeron que los errores de magnitud de la media aritmética y la media geométrica de la cresta de la corriente del GLD360 eran del 21% y del 6%, respectivamente. El GLD360 comunicó la misma polaridad que la NLDN en el 96% de las descargas coincidentes.

### 6.5.8 **Red de detección mediante diferencias de tiempo de llegada**

El sistema de localización de rayos a larga distancia de la red de detección mediante diferencias de tiempo de llegada (ATDnet) es la última versión del sistema de localización de rayos en VLF de la Oficina Meteorológica de Reino Unido, que está en funcionamiento desde 1987. Actualmente la red consta de 10 sensores en Europa que aportan información a la red principal y sensores adicionales en Europa y otros lugares con fines de desarrollo y ensayos. La red fue concebida para la localización de rayos en Europa, pero es capaz de detectar regularmente rayos en África y Sudamérica. Los sensores, llamados estaciones periféricas, detectan formas de onda de VLF atmosféricas y transmiten datos sobre estas a un procesador central en la Oficina Meteorológica de Reino Unido, donde se utiliza una técnica de correlación de formas de onda para determinar las diferencias en los tiempos de llegada de las formas de onda en toda la red. Estas diferencias se utilizan para localizar los rayos.

Poelman y otros (2013) determinaron que el error aleatorio de localización de la ATDnet era del orden de 1 km y la eficiencia de detección de rayos de nube a tierra, del 88%. La mediana de la incertidumbre de la localización de las descargas de nube a tierra en Europa probablemente sea del orden de 2 a 5 km, aunque este dato requiere verificación en la bibliografía revisada por homólogos. Actualmente, la ATDnet no proporciona información sobre la polaridad de las descargas, su tipo (de nube a tierra o en la nube) ni la potencia y la cresta de la corriente.

## 6.6 **UTILIZACIÓN DE LOS SISTEMAS DE LOCALIZACIÓN DE RAYOS POR LOS SERVICIOS METEOROLÓGICOS**

Los datos sobre rayos son útiles en distintas esferas de importancia para organizaciones de servicios meteorológicos públicos y privados. Los organismos meteorológicos nacionales suelen utilizar estos datos para cumplir sus obligaciones nacionales de protección de la

vida y la propiedad, y las entidades comerciales los utilizan para suministrar mejores alertas meteorológicas de fenómenos extremos, predicciones y orientación a sus clientes para aplicaciones especializadas, entre otras en los ámbitos de la aviación, la agricultura, la energía y los medios de comunicación.

#### 6.6.1 **Reconocimiento de tormentas y alertas de condiciones meteorológicas extremas**

Una de las funciones importantes de los servicios meteorológicos es proveer avisos fiables de condiciones meteorológicas extremas. Por lo general, se logra una mejor capacidad de predicción de condiciones meteorológicas extremas y un menor número de falsas alarmas cuando se explotan varias fuentes de datos, pero dado que las tormentas suelen estar acompañadas de un aumento de procesos en la nube, los datos de los sistemas de localización de rayos pueden servir en sí mismos como un indicador claro de la fuerza y la magnitud de los núcleos tormentosos. Ello señala la importancia de las redes de detección de rayos totales, como las que funcionan en las bandas de LF, MF y HF, ya que la detección de las descargas de nube a tierra por sí sola no basta para esta aplicación.

Aunque puede emitirse una alerta en el momento mismo en que tiene lugar una descarga en la cercanía de un área con instrumentos, un procedimiento más fiable entraña la determinación de un núcleo tormentoso y su seguimiento a medida que se traslada por una zona de interés o hacia esta. Algunos sistemas de localización de rayos permiten una extrapolación de corto plazo (predicción inmediata) del desplazamiento del núcleo de aproximadamente 1 hora. Al medir la cantidad total de rayos y los cambios en esa cantidad, pueden localizarse los núcleos con rayos que tienen el potencial de producir condiciones meteorológicas extremas. Cuando se detecta un núcleo y la cantidad total de rayos supera un umbral determinado, puede generarse una alerta.

Con la excepción de algunas tormentas generadas a lo largo de los límites frontales, las predicciones de más largo plazo con capacidad aceptable exigen el uso de modelos de predicción numérica del tiempo (PNT). Por último, cabe señalar que los rayos, en combinación con el seguimiento del núcleo tormentoso, no solo indican el inicio de actividad de tormenta fuerte, sino también el fin de la amenaza en una zona determinada.

Si bien los informes de tormenta de localizadores en el suelo o el aire son una fuente de información de valor incalculable durante fenómenos meteorológicos extremos, la información derivada de técnicas de teledetección (incluida la detección de rayos) está cobrando cada vez mayor importancia. Ahora es posible utilizar la reflectividad de radar, imágenes de nubes, temperaturas pirométricas de microondas pasivos y datos de rayos (solos o en combinación) para detectar actividad de tormenta con elevada exactitud y fiabilidad, aun en regiones aisladas. De todas estas técnicas, las redes mundiales y/o locales de sistemas de localización de rayos y los detectores aislados en el suelo o en aeronaves son claramente los más precisos para detectar actividad de tormenta considerable por las razones mencionadas anteriormente. Si bien la detección simple de tormentas es posible con cualquier sistema de localización de rayos, la realización de mediciones más completas exige sistemas y técnicas avanzadas capaces de suministrar detección y clasificación tempranas de la actividad de tormenta y al mismo tiempo reducir las falsas alarmas a un nivel aceptable.

#### 6.6.2 **Predicción inmediata, predicción y productos derivados**

La predicción inmediata es una técnica muy utilizada para la predicción meteorológica a muy corto plazo. Comienza con la información en un momento determinado del estado del tiempo en la atmósfera expresado mediante uno o más parámetros observados y luego usa una estimación de su movimiento para predecir su magnitud y ubicación en un breve período en el futuro. La exactitud de la predicción inmediata depende de la validez del supuesto de que el tiempo asociado con el o los parámetros observados se mantendrá durante ese período sin cambios importantes. Por supuesto, algunos parámetros de los rayos son indicativos de la fase del ciclo de vida de una tormenta, lo cual también puede aprovecharse para la predicción inmediata.



Tal supuesto es razonable para períodos breves (~1 hora), pero su validez disminuye con el tiempo. En consecuencia, las extrapolaciones para períodos mayores de 1 hora exigen el uso de técnicas de asimilación de datos y de PNT.

Las evaluaciones cualitativas de los datos de los sistemas de localización de rayos habitualmente entrañan la representación de datos sobre los rayos en mapas (con o sin otra información) en tiempo real o casi real. Estos productos pueden utilizarse para muchos fines, como localizar o delimitar una superficie que probablemente se vea afectada por una tormenta y ayudar a la adopción de una decisión sobre la emisión de una alerta. Además de la evaluación cualitativa, los datos de los sistemas de localización de rayos de alta calidad son muy susceptibles al tratamiento cuantitativo, incluidas evaluaciones estadísticas de la cantidad de descargas para estimar la intensidad de la tormenta, lo que puede mejorar considerablemente su utilidad.

Se están ejecutando varios proyectos destinados a desarrollar procedimientos automatizados para el seguimiento de núcleos tormentosos y la evaluación de los parámetros de los rayos en esas áreas. El perfeccionamiento de la interpretación, el análisis y las animaciones de los resultados del seguimiento de los núcleos deberían mejorar considerablemente el potencial de predicción inmediata de los datos de los sistemas de localización de rayos. La combinación del seguimiento de núcleos mediante rayos y radar es otro producto derivado potencialmente útil.

Por último, los datos de los rayos, así como otras observaciones como la reflectividad de radar, pueden utilizarse para generar estadísticas de resultados de modelos para la predicción objetiva (Glahn y Lowry 1972; Knüpfner, 1996) adecuadas para su uso en técnicas probabilísticas del proceso posterior, como las descritas por el modelo de PNT de actualización rápida cada hora desarrollado por el Laboratorio de Investigación del Sistema Terrestre (ESRL) de la NOAA (Weygandt y otros, 2008).

### 6.6.3 Rayos y clima

Estudios climatológicos recientes han observado la relación entre rayos y cambio climático (Williams, 2005; Price, 2006 y 2009). A medida que las temperaturas de la superficie y la troposfera inferior aumentan, se prevé que la cantidad de rayos se incrementará entre el 10% y el 100% por cada grado de calentamiento de la superficie, según el modelo y los supuestos utilizados. También hay una relación clara entre temperatura, vapor de agua y actividad de rayos; las tormentas llevan grandes cantidades de vapor de agua a la troposfera superior y la estratosfera inferior, lo cual a su vez influye en el efecto invernadero que afecta al clima de la Tierra. Además, las descargas de los rayos producen óxidos de nitrógeno que influyen en la producción del ozono, un gas de efecto invernadero. No obstante, debe reconocerse, aunque los mecanismos subyacentes que vinculan el cambio climático mundial con los rayos son bien conocidos, que diferentes procesos pueden cobrar importancia de formas imprevistas. Por ejemplo, las simulaciones del clima de Grewe (2008) sugieren que el calentamiento global posiblemente cause la disminución de la cantidad de fenómenos convectivos, aunque estos serán más intensos. Por consiguiente, disminuirá la frecuencia total de rayos, pero se prevé que las tormentas producirán más rayos.

De todos modos, la actividad de rayos es uno de los factores que deberían tenerse en cuenta en todo modelo detallado del clima o en las predicciones de cambio climático. En consecuencia, es importante vigilar la actividad de rayos a diferentes escalas sobre superficies extensas y establecer o ampliar la base de datos de actividades de rayos durante períodos largos. También se estudian las relaciones a menores escalas temporales, que van desde variaciones diarias o diurnas, ondas de cinco días, interestacionales, semestrales y anuales hasta períodos más largos. Para alcanzar este objetivo se deben ampliar los sistemas de localización de rayos de alta precisión, completar los sistemas mundiales de localización de rayos y establecer y aplicar normas para la detección de rayos.

#### 6.6.4 **Verificación de los daños en tierra causados por rayos**

Una de las motivaciones iniciales para el desarrollo de los sistemas de localización de rayos fue contar con una manera objetiva de verificar la causa de los daños causados por rayos en litigios. Además, la mayoría de las compañías de seguros utilizan los datos de los rayos para aceptar o rechazar reclamaciones por daños causados por rayos. Para que sean útiles a este respecto, los sistemas de localización de rayos deben tener una gran precisión tanto de la eficiencia de detección como de la localización en todos los umbrales. La exactitud de la localización debe ser mejor que ~1 km para que pueda demostrarse una correlación fiable entre los rayos y los daños, y deben detectarse descargas relativamente débiles, porque incluso una descarga de 5 kA puede producir daños considerables o sobretensión. El sector de la electricidad necesita una exactitud de localización aún mayor para determinar si la interrupción de la transmisión de una línea de alto voltaje podría haber sido causada por un rayo. Dado que las tormentas fuertes pueden producir una gran cantidad de descargas y los relámpagos pueden estar compuestos de muchas descargas con distintos puntos de llegada al suelo, se requiere una exactitud de 100 a 200 m para establecer una correlación espacial fiable. Por supuesto, este requisito es menos estricto cuando se dispone de los tiempos exactos del corte de energía eléctrica y las descargas; actualmente se dispone de herramientas comerciales para el reconocimiento automático de estos fenómenos.

---



## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Abarca, S. F., K. L. Corbosiero y T. J. Galarneau Jr., 2010: "An evaluation of the Worldwide Lightning Location Network (WWLLN) using the National Lightning Detection Network (NLDN) as ground truth", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 115, núm. D18.
- Betz, H. D., K. Schmidt y W. P. Oettinger, 2009: "LINET – An international VLF/LF lightning detection network in Europe", en *Lightning: Principles, Instruments and Applications* (H.D. Betz, U. Schumann y P. Laroche, eds.). Dordrecht, NL, Springer-Verlag.
- Biagi, C. J., K. L. Cummins, K. E. Kehoe y E. P. Krider, 2007: "National Lightning Detection Network (NLDN) performance in southern Arizona, Texas and Oklahoma in 2003–2004", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 112, núm. D5.
- Cummins, K. L. y M. J. Murphy, 2009: "An overview of lightning locating systems: History, techniques, and data uses, with an in-depth look at the U.S. NLDN", en *IEEE Transactions on Electromagnetic Compatibility*, vol. 51, núm. 3, págs. 499 a 518.
- Demetriades, N. W. S., M. J. Murphy y J. A. Cramer, 2010: "Validation of Vaisala's Global Lightning Dataset (GLD360) over the continental United States", en *Preprints, 29ª Conferencia sobre Huracanes y Meteorología Tropical* (10 a 14 de mayo de 2010), Tucson, Arizona.
- Dowden, R. L., J. B. Brundell y C. J. Rodger, 2002: "VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites", en *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, vol. 64, núm. 7, págs. 817 a 830.
- Dwyer, J. R., 2005: "A bolt out of the blue", en *Scientific American*, vol. 292, núm. 5, págs. 64 a 71.
- Fleenor, S. A., C. J. Biagi, K. L. Cummins, E. P. Krider y X. -M. Shao, 2009: "Characteristics of cloud-to-ground lightning in warm-season thunderstorms in the Central Great Plains", en *Atmospheric Research*, vol. 91, págs. 333 a 352.
- Glahn, H. R., y D. A. Lowry, 1972: "The use of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 11, págs. 1203 a 1211.
- Grewe, V., 2008: "Impact of lightning on air chemistry and climate", en *Lightning: Principles, Instruments and Applications* (H.D. Betz, U. Schumann y P. Laroche, eds.). Dordrecht, NL, Springer-Verlag.
- Heckman, S. y C. Liu, 2010: "The application of total lightning detection and cell tracking for severe weather prediction", en *Proceedings of the International Conference on Grounding and Earthing (GROUND'2010) and Fourth International Conference on Lightning Physics and Effects (LPE)* (noviembre de 2010), Salvador (Brasil).
- Hendry, J., 1993: "Panning for lightning (including comments on the photos by M.A. Uman)", en *Weatherwise*, vol. 45, núm. 6, pág. 19.
- Hutchins, M. L., R. H. Holzworth, C. J. Rodger y J. B. Brundell, 2012: "Far-field power of lightning strokes as measured by the World Wide Lightning Location Network", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 29, págs. 1102 a 1110.
- Jerauld, J., V. A. Rakov, M. A. Uman, K. J. Rambo, D. M. Jordan, K. L. Cummins y J. A. Cramer, 2005: "An evaluation of the performance characteristics of the U.S. National Lightning Detection Network in Florida using rocket-triggered lightning", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 110, núm. D19.
- Knüpffer, K., 1996: "Methodical and predictability aspects of MOS systems", en *Preprints of the Thirteenth Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences* (21 a 23 de febrero de 1996), San Francisco, California. Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, págs. 190 a 197.
- Le Vine, D. M., 1980: "Sources of the strongest RF radiation from lightning", en *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 85, núm. C7, págs. 4091 a 4095.
- Lojou, J. -Y., M. J. Murphy, R. L. Holle y N. W. S. Demetriades, 2008: "Nowcasting of thunderstorms using VHF measurements", en *Lightning: Principles, Instruments and Applications* (H.D. Betz, U. Schumann y P. Laroche, eds.). Dordrecht, NL, Springer-Verlag.
- Mardiana, R. y Z. -I. Kawasaki, 2000: "Broadband radio interferometer utilizing a sequential triggering technique for locating fast-moving electromagnetic sources emitted from lightning", en *IEEE Transactions on Instrumentation and Measurement*, vol. 49, núm. 2, págs. 376 a 381.
- Morimoto, T., A. Hirata, Z. Kawasaki, T. Ushio, A. Matsumoto y J. H. Lee, 2004: "An operational VHF broadband digital interferometer for lightning monitoring", en *IEEJ Transactions on Fundamentals and Materials*, vol. 124, núm. 12, págs. 1232 a 1238.
- Naccarato, K. P., O. Pinto Jr., S. A. M. Garcia, M. Murphy, N. Demetriades y J. Cramer, 2010: *Validation of the new GLD360 dataset in Brazil: First results*. Vigésimoprimera Conferencia Internacional sobre Detección de Rayos (19 a 22 de julio de 2010), Orlando, Florida.

- Nag, A., S. Mallick, V. A. Rakov, J. S. Howard, C. J. Biagi, J. D. Hill, M. A. Uman, D. M. Jordan, K. J. Rambo, J. E. Jerauld, B. A. DeCarlo, K. L. Cummins y J. A. Cramer, 2011: "Evaluation of U.S. National Lightning Detection Network performance characteristics using rocket-triggered lightning data acquired in 2004–2009", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 116, núm. D2.
- Nag, A. y V. A. Rakov, 2012: "Positive lightning: An overview, new observations, and inferences", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 117, núm. D8.
- Nag, A., V. A. Rakov, D. Tsalikis y J. A. Cramer, 2010: "On phenomenology of compact intracloud lightning discharges", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 115, núm. D14.
- Orville, R. E., 2008: "Development of the National Lightning Detection Network", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 89, núm. 2, págs. 180 a 190.
- Poelman, D. R., W. Schulz y C. Vergeiner, 2013: "Performance characteristics of distinct lightning detection networks covering Belgium", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 30, núm. 5, págs. 942 a 951.
- Price, C., 2006: "Global thunderstorm activity", en *Sprites, Elves and Intense Lightning Discharges* (M. Fullekrug, E. Mareev y M. Rycroft, eds.). Springer, Ámsterdam, págs. 85 a 99.
- Price, C., 2009: "Will a drier climate result in more lightning?", en *Atmospheric Research*, vol. 91, núm. 2, págs. 479 a 484.
- Rakov, V.A., 1999: "Lightning electric and magnetic fields", en *Proceedings of the Thirteenth International Zurich Symposium on Electromagnetic Compatibility* (16 a 18 de febrero de 1999), Zúrich (Suiza).
- Rakov, V. A. y M. A. Uman, 2003: *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge University Press.
- Said, R. K., M. B. Cohen y U. S. Inan, 2013: "Highly intense lightning over the oceans: Estimated peak currents from global GLD360 observations", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 118, núm. 13 (disponible en: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/jgrd.50508/pdf>).
- Said, R. K., U. S. Inan y K. L. Cummins, 2010: "Long-range lightning geolocation using a VLF radio atmospheric waveform bank", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 115, núm. D23.
- Shao, X. M., D. N. Holden y P. R. Krehbiel, 1996: "Broadband radio interferometry for lightning observation", en *Geophysical Research Letters*, vol. 23, págs. 1917 a 1920.
- Smith, D. A., X. M. Shao, D. N. Holden, C. T. Rhodes, M. Brook, P. R. Krehbiel, M. Stanley, W. Rison y R. J. Thomas, 1999: "A distinct class of isolated intracloud discharges and their associated radio emissions", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 104, núm. D4, págs. 4189 a 4212.
- Thomas, R. J., P. R. Krehbiel, W. Rison, S. J. Hunyady, W. P. Winn, T. Hamlin y J. Harlin, 2004: "Accuracy of the Lightning Mapping Array", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 109, núm. D14.
- Weygandt, S. S., M. Hu, S. G. Benjamin, T. G. Smirnova, K. J. Brundage y J. M. Brown, 2008: *Assimilation of lightning data using a diabatic digital filter within the Rapid Update Cycle*. Vigésima Conferencia Internacional sobre Detección de Rayose (21 a 23 de abril de 2008), Tucson, Arizona.
- Williams, E., 2005: "Lightning and climate: A review", en *Atmospheric Research*, vol. 76, págs. 272 a 287.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 7. MEDICIONES POR RADAR. . . . .	788
7.1 Generalidades . . . . .	788
7.1.1 El radar meteorológico . . . . .	788
7.1.2 Características del radar, terminología y unidades. . . . .	789
7.1.3 Requisitos de exactitud de los radares . . . . .	791
7.2 Principios del radar . . . . .	791
7.2.1 Radares por pulsos . . . . .	791
7.2.2 Propagación de las señales de radar . . . . .	795
7.2.3 Atenuación en la atmósfera . . . . .	796
7.2.4 Dispersión por nubes y precipitación . . . . .	797
7.2.5 Dispersión en el aire claro . . . . .	798
7.3 Ecuación del radar para objetivos de precipitación . . . . .	798
7.4 Sistema y datos de radar meteorológico básico . . . . .	800
7.4.1 Reflectividad . . . . .	801
7.4.2 Velocidad Doppler . . . . .	802
7.4.3 Doble polarización . . . . .	805
7.5 Procesamiento de señales y de datos . . . . .	806
7.5.1 El espectro Doppler. . . . .	806
7.5.2 Estimación de los parámetros de potencia. . . . .	806
7.5.3 Ecos parásitos terrestres y objetos puntuales. . . . .	806
7.5.4 Resolver el dilema Doppler . . . . .	809
7.6 Optimización de las características del radar . . . . .	813
7.6.1 Elección del radar . . . . .	813
7.6.2 Longitud de onda y anchura del haz . . . . .	814
7.6.3 Transmisores y potencia de transmisión. . . . .	814
7.6.4 Duración del pulso . . . . .	815
7.6.5 Frecuencia de repetición de los pulsos . . . . .	816
7.6.6 El subsistema de la antena . . . . .	816
7.6.7 Iluminación . . . . .	817
7.6.8 Características de los radares meteorológicos típicos . . . . .	817
7.6.9 Estrategia de exploración en volumen de los radares . . . . .	819
7.6.10 Comportamiento del radar . . . . .	820
7.7 Mantenimiento y calibración. . . . .	821
7.7.1 Mantenimiento . . . . .	821
7.7.2 Calibración. . . . .	822
7.8 Instalación de un radar. . . . .	824
7.8.1 Elección del emplazamiento óptimo . . . . .	824
7.8.2 Intercambio, redes, bases y procesamiento de datos . . . . .	826
7.9 Fuentes de error. . . . .	827
7.10 Presentación general de las aplicaciones meteorológicas . . . . .	835
7.10.1 Vigilancia general del tiempo . . . . .	835
7.10.2 Detección y aviso de fenómenos meteorológicos extremos . . . . .	836
7.10.3 Predicción inmediata . . . . .	841
7.10.4 Estimación de la precipitación. . . . .	843
7.10.4.1 Perfil vertical de la reflectividad. . . . .	844
7.10.4.2 Relación <b>Z-R</b> . . . . .	847
7.10.4.3 Ajustes mediante el uso de pluviómetros. . . . .	848
7.10.4.4 Técnicas de doble polarización para medir la precipitación . . . . .	849
7.10.5 Estimación del viento/mapa de vientos . . . . .	851
7.10.5.1 Medición del perfil del viento . . . . .	852
7.10.5.2 Características del viento convectivo . . . . .	852
7.10.5.3 Elaboración de mapas de vientos . . . . .	852
7.10.6 Iniciación y modelos de predicción numérica del tiempo . . . . .	853
7.10.7 Estimación de la humedad. . . . .	853
7.11 Productos meteorológicos . . . . .	853

ANEXO 7.A. DECLARACIÓN DE ORIENTACIÓN DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL SOBRE LA UTILIZACIÓN DE RADARES METEOROLÓGICOS/ESPECTROS COMPARTIDOS DE RADIOFRECUENCIAS.....	857
ANEXO 7.B. DECLARACIÓN DE ORIENTACIÓN DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL SOBRE EL EMPLAZAMIENTO DE RADARES METEOROLÓGICOS Y GENERADORES EÓLICOS .....	859
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	861

## **CAPÍTULO 7. MEDICIONES POR RADAR**

### **7.1 GENERALIDADES**

Este capítulo ofrece un examen elemental de los radares meteorológicos. Se insiste especialmente en las características técnicas y operativas que han de tenerse en cuenta al planificar, desarrollar y operar radares individuales y redes de radares en apoyo de los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos. Está relacionado con el uso y la aplicación de datos de radares meteorológicos. Los radares empleados en el estudio de los perfiles verticales del viento se tratan en el capítulo 5 de la parte II.

#### **7.1.1 El radar meteorológico**

El objetivo principal de los radares meteorológicos es detectar la precipitación y los fenómenos meteorológicos asociados. Sin embargo, los radares meteorológicos pueden detectar otros elementos como insectos, pájaros, aviones, arena y polvo, ecos parásitos terrestres e incluso variaciones del índice de refracción en la atmósfera producidos por variaciones locales de la temperatura o de la humedad.

En este capítulo se analizan los radares que se encuentran en operación, o casi, en todo el mundo. Los radares meteorológicos con las características más apropiadas para la observación y la investigación de la atmósfera transmiten pulsos electromagnéticos en el intervalo de frecuencias de 3 a 10 GHz (longitud de onda de 10 a 3 cm, respectivamente). Están ante todo diseñados para detectar y localizar zonas de precipitación, medir su intensidad y desplazamiento, y su tipo. Los radares Doppler también pueden transmitir datos relativos al viento radial gracias a los ecos de radar causados por la dispersión de Bragg (fluctuaciones turbulentas), pájaros e insectos. Los parámetros de intensidad pueden revelar la localización de zonas atmosféricas indicativas de áreas de bajo nivel de convergencia, en las que podrían generarse o desarrollarse tormentas.

Para detectar hidrometeoros más pequeños, como una nube, la niebla, la llovizna, la nieve débil y la precipitación, se emplean frecuencias más altas (35 y 94 GHz), cuyo uso es cada vez más frecuente en la comunidad de investigadores. Estas frecuencias no se utilizan normalmente en la predicción operativa, debido a la excesiva atenuación de la señal del radar por el medio que atraviesa y su alcance relativamente corto, en particular en el caso del modo Doppler.

Los radares que funcionan en frecuencias más bajas (915 a 1 440 MHz, ~400 a 440 MHz y ~50 MHz) pueden detectar variaciones del índice de refracción en aire claro, y se utilizan para evaluar el perfil del viento. Si bien pueden detectar la precipitación, sus capacidades de exploración están limitadas por el tamaño y el tipo de antena y, en general, están orientados en vertical o casi en vertical.

El pulso transmitido, cuando encuentra un objetivo, devuelve una señal, denominada eco, que tiene una amplitud, una fase y una polarización. La amplitud está relacionada con la distribución del tamaño y con el número de partículas en el volumen (pulso) iluminado por el haz del radar. Se emplea para determinar un parámetro denominado factor de reflectividad ( $Z$ ) que permite estimar la intensidad de la precipitación mediante relaciones empíricas. Una aplicación fundamental consiste en detectar, localizar y estimar la precipitación al nivel del suelo de forma instantánea, casi continuamente, y en grandes áreas.

Los radares Doppler pueden determinar la diferencia de fase entre el pulso transmitido y recibido, que es una medida de la velocidad radial media de las partículas: se trata de la media ponderada según la reflectividad de las componentes radiales de las velocidades de desplazamiento de los hidrometeoros en el volumen de pulsos. La anchura del espectro Doppler permite medir la variabilidad en el espacio de las velocidades Doppler, así como la variación de

la velocidad radial, que se interpreta en términos de cizalladura del viento y de turbulencia. Una característica importante de los radares Doppler es la capacidad de filtrar los ecos causados por objetivos terrestres durante el procesamiento de señales.

La generación actual de radares tiene capacidad de polarización. Desde el punto de vista operativo, los pulsos se transmiten de forma simultánea con las polarizaciones vertical y horizontal. En el pasado, los pulsos se transmitían de forma secuencial, pero necesitaban un conmutador de alta potencia para la polarización, que era propenso a fallar. Se utilizan dos receptores (físico y virtual) para medir los componentes horizontales y verticales de la señal devuelta. Los principales beneficios son la mejora de la calidad de los datos mediante la capacidad de determinar las características del objetivo (pájaros, insectos, precipitación y similar, ecos parásitos), la clasificación de hidrometeoros y la estimación de la precipitación. Para las aplicaciones de predicción, la capacidad de doble polarización puede determinar la presencia de granizo y el límite de lluvia/nieve. Las fuertes intensidades de precipitación afectan a la fase horizontal y vertical de los pulsos transmitidos y recibidos y esto puede utilizarse en la estimación de la precipitación, incluso con haces parcialmente bloqueados o señales atenuadas. La doble polarización se puede calibrar mediante relaciones coherentes entre parámetros.

Los radares meteorológicos ya no operan de forma aislada. Dadas las capacidades actuales en materia de telecomunicaciones, se pueden intercambiar datos, lo que da lugar a la creación de redes de radares meteorológicos. Esto ha permitido extender su uso a aplicaciones locales (por ejemplo, los avisos de fenómenos meteorológicos extremos y la predicción inmediata), regionales (por ejemplo, la asimilación de datos y la estimación de la precipitación) y mundiales (por ejemplo, la detección del cambio climático).

Los radares meteorológicos modernos deberían poseer características óptimas para producir los mejores datos con fines de explotación. Son los sensores meteorológicos más complejos que se utilizan en las operaciones y precisan una formación especial y amplios conocimientos sobre el instrumento. La ubicación del radar es fundamental para cumplir los requisitos de vigilancia y detección. Existen varias opciones de configuración para poner en marcha el radar y los componentes deberían instalarse y vigilarse adecuadamente para evitar su degradación y reducir los fallos. Por lo tanto, es necesario un programa de mantenimiento y de apoyo para mantener el instrumento en buen uso.

### 7.1.2 Características del radar, terminología y unidades

Las aplicaciones meteorológicas determinan la selección de las características del radar (cuadros 7.1, 7.2 y 7.3).

**Cuadro 7.1. Bandas de frecuencias de los radares**

<i>Banda</i>	<i>Frecuencia</i>	<i>Longitud de onda</i>	<i>Nominal</i>
UHF	300-1 000 MHz	1-0,3 m	70 cm
L	1 000-2 000 MHz	0,3-0,15 m	20 cm
S	2 000-4 000 MHz	15-7,5 cm	10 cm
C	4 000-8 000 MHz	7,5-3,75 cm	5 cm
X	8 000-12 500 MHz	3,75-2,4 cm	3 cm
K <sub>u</sub>	12,5-18 GHz	2,4-1,66 cm	1,50 cm
K	18-26,5 GHz	1,66-1,13 cm	1,25 cm
K <sub>a</sub>	26,5-40 GHz	1,13-0,75 cm	0,86 cm
W	94 GHz	0,30 cm	0,30 cm

**Cuadro 7.2. Algunos parámetros y unidades empleados en los radares meteorológicos**

<i>Símbolo</i>	<i>Parámetro</i>	<i>Unidades</i>
$Z_e$	Factor de reflectividad de radar equivalente o efectiva	$\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ o dBZ
$V_r$	Velocidad radial media	$\text{m s}^{-1}$
$\sigma_v$	Anchura del espectro	$\text{m s}^{-1}$
$Z_{dr}$	Reflectividad diferencial	dB
$K_{DP}, \varphi_{DP}$	Fase diferencial específica, fase diferencial	Grado $\text{km}^{-1}$ , Grado
$\rho_{HV}$	Coefficiente de correlación	
LDR	Relación de despolarización lineal	dB

**Cuadro 7.3. Parámetros físicos y unidades empleados en los radares**

<i>Símbolo</i>	<i>Parámetro</i>	<i>Unidades</i>
$c$	Velocidad de la luz	$\text{m s}^{-1}$
$f$	Frecuencia de transmisión	Hz
$f_d$	Desplazamiento de frecuencia Doppler	Hz
$P_r$	Potencia de recepción	mW o dBm
$P_t$	Potencia de transmisión	kW
PRF	Frecuencia de repetición de los pulsos	Hz
$T$	Período de la repetición de los pulsos ( $=1/\text{PRF}$ )	ms
$\Omega$	Velocidad de rotación de la antena	Grados $\text{s}^{-1}$ o rpm
$\lambda$	Longitud de onda de la onda transmitida	cm
$\varphi$	Ángulo acimutal	Grados
$\theta$	Apertura del haz entre puntos de potencia mitad	Grados
$\tau$	Duración de los pulsos	$\mu\text{s}$
$\gamma$	Ángulo de elevación	Grados



### 7.1.3 Requisitos de exactitud de los radares

El uso cuantitativo de los datos de radar en las aplicaciones para los usuarios finales depende de la exactitud y precisión de las observaciones de radar. Los radares modernos debidamente instalados, calibrados y mantenidos son relativamente estables y no producen errores de medición significativos gracias a la estabilidad del equipo. Sin embargo, el mantenimiento y la calibración del radar sigue siendo un desafío considerable y necesita personal cualificado. El error de medición aún existe y hace faltan conocimientos técnicos y científicos especializados para vigilar, diagnosticar y reducir las desviaciones.

Los factores externos, entre ellos los efectos de ecos parásitos terrestres, la propagación anómala, los efectos de atenuación y propagación, los efectos del haz, la composición de los objetivos y, sobre todo, sus fluctuaciones y cambios en el plano vertical, así como las anomalías de la relación entre la intensidad de las precipitaciones y la reflectividad, y la situación meteorológica, crean ruido en los datos, que tienen que filtrarse durante el procesamiento científico de dichos datos para poder usarlos en aplicaciones cuantitativas. Si se tienen en cuenta únicamente los errores atribuibles al sistema de radar, pueden determinarse los parámetros mensurables con suficiente grado de exactitud (véase el cuadro 7.4).

**Cuadro 7.4. Requisitos de exactitud**

<i>Parámetro</i>	<i>Definición</i>	<i>Exactitud aceptable<sup>a</sup></i>
$\varphi$	Ángulo acimutal	0,1°
$\gamma$	Ángulo de elevación	0,1°
$V_r$	Velocidad Doppler media	1,0 m s <sup>-1</sup>
$Z$	Factor de reflectividad	1 dBZ
$\sigma_v$	Anchura del espectro Doppler	1 m s <sup>-1</sup>
$Z_{DR}$	Reflectividad diferencial	0,2 dB
$K_{DP}$	Fase diferencial específica	< 0,5 grados km <sup>-1</sup>
$\rho_{HV}$	Correlación de polarización cruzada	0,001

Nota:

- a Estas cifras se refieren a un espectro gaussiano estándar con una desviación típica menor de 4 m s<sup>-1</sup>. Cuando crece la anchura del espectro, aumenta la incertidumbre de la velocidad y disminuye la exactitud de la reflectividad.

## 7.2 PRINCIPIOS DEL RADAR

### 7.2.1 Radares por pulsos

Los principios del radar y la observación de los fenómenos meteorológicos se establecieron en la década de 1940. Desde entonces, se ha avanzado mucho en el mejoramiento del equipo, en el tratamiento de las señales y de los datos y en la interpretación de los datos. Se deberían consultar algunos textos sobre el particular para obtener más información. Entre las buenas referencias figuran Skolnik (1970 y 1990) para los aspectos técnicos y de material; Battan (1973) para los fenómenos y las aplicaciones de carácter meteorológico; Atlas (1964 y 1990), Sauvageot (1982) y OMM (1985) para un estudio general; Rinehart (2004) para una perspectiva meteorológica; Doviak y Zrnić (1993) para los principios y las aplicaciones del radar Doppler; y Bringi y Chandrasekar (2001) y Meischner (2003) para la doble polarización. Se obtiene una gran cantidad de información sobre la calidad de los radares, el mantenimiento, el seguimiento

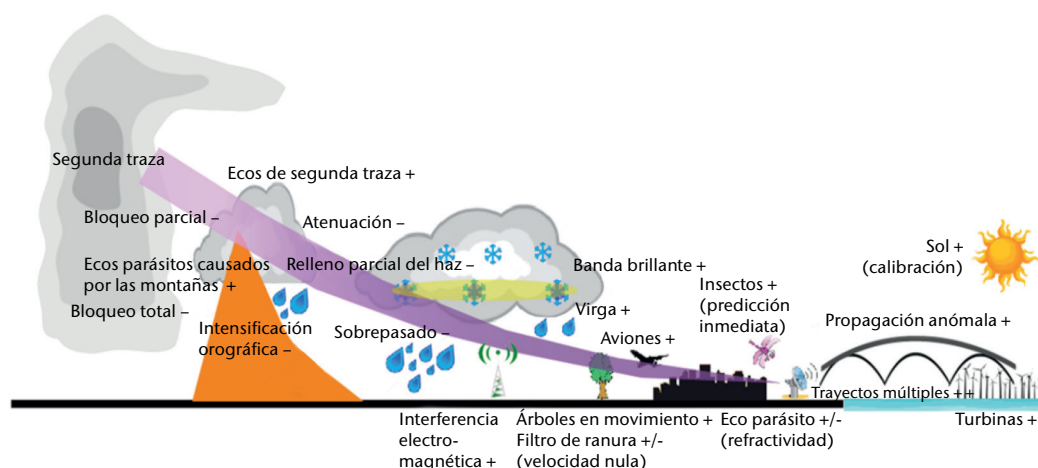
y la calibración de los equipos de los talleres organizados sobre los satélites RADCAL 2000 (Joe, 2001), RADCAL 2013 (Chandrasekar y Baldini, 2013) y RADMON 2010 (Joe, 2010). A continuación se resumen brevemente los principios.

En la figura 7.1 se presenta un radar típico y su emplazamiento. La antena (de 2 a 8,5 m) se encuentra dentro del radomo en lo alto de la torre, que tiene entre 10 y 30 m o más de altura. La torre sirve para situar la antena por encima de los obstáculos locales. Al determinar la altura de la torre, se debe tener en cuenta la altura de los árboles cercanos. Si la torre es demasiado alta, los ecos parásitos terrestres serán mayores debido al tamaño del lóbulo principal y de los lóbulos secundarios. Una de las casetas contiene la electrónica del radar (transmisor/receptor y computadoras) y la otra, la fuente de alimentación continua (UPS) y el generador de diésel. Los radares suelen situarse en emplazamientos rurales, donde no se suele disponer de una adecuada fuente de energía. La UPS desempeña un papel fundamental en la eliminación de los picos y demás anomalías en la potencia y es esencial para mantener las operaciones. El generador diésel, o de otro tipo, puede funcionar de 2 a 3 días, pero debe especificarse de acuerdo con las necesidades. Obsérvese el pararrayos situado encima del radomo, que está conectado a cables de tierra (no se muestra). Esto es fundamental, ya que los rayos pueden causar graves daños a largo plazo a los elementos del radar. Las variaciones de potencia causadas por los rayos pueden superar la capacidad de la UPS. Obsérvese también las luces rojas de señalización en lo alto del radomo para avisar a los pilotos.

Las ondas electromagnéticas a frecuencias fijas predeterminadas se transmiten desde una antena direccional a la atmósfera, en una rápida sucesión de pulsos breves. El procesamiento de la longitud y del alcance del pulso determinan la resolución en alcance de los datos de radar. Una nueva tecnología que se está empleando en los radares operativos es el uso de transmisores de baja potencia (estado sólido, tubos de ondas progresivas) que emplean una técnica denominada compresión de pulsos basada en una combinación de pulsos largos a baja potencia, modulación de frecuencia, compresión de pulsos y procesamiento avanzado de señales para lograr una alta resolución en alcance y una alta sensibilidad, y que compite con los sistemas de pulsos tradicionales. Las redes de antenas en fase son una tecnología emergente que forma un haz mediante cambios electrónicos de fase. Tienen la capacidad de apuntar a varios lugares de forma ágil y no secuencial. No obstante, utilizan un haz direccional que puede determinar objetivos en distancia, azimut y elevación.



**Figura 7.1. Radar meteorológico típico en una red canadiense con los principales componentes físicos de un sistema de radar. La torre es de aproximadamente 30 m de altura y dispone de un radomo con luces de señalización y pararrayos.**



**Figura 7.2. El radar meteorológico puede detectar muchas cosas además de los objetivos meteorológicos. En el esquema se representan muchos de estos elementos. Los signos positivo y negativo indican si estos hacen aumentar o disminuir la reflectividad del radar. Es necesario eliminar estas interferencias en el caso de aplicaciones cuantitativas.**

En la figura 7.2 se representa una antena direccional de radar que emite un haz formado por pulsos de energía electromagnética sobre la superficie de la Tierra, e ilumina varios objetivos, entre los que figuran objetivos no meteorológicos. El diagrama muestra claramente muchas de las limitaciones y de los condicionamientos físicos de la técnica de observación. Por ejemplo, i) la altitud mínima a la que puede efectuarse una observación a gran distancia está limitada por la curvatura de la Tierra; ii) hay objetivos no meteorológicos; iii) hay otros emisores (redes radioeléctricas de área local, el Sol); iv) hay propagación anómala del haz; v) las montañas bloquean total y parcialmente el haz, vi) hay precipitación de diferentes tipos, y vii) hay interacciones electromagnéticas y de precipitación que producen ecos reforzados (banda brillante), etc.

Un reflector parabólico situado en el sistema de antena concentra la energía electromagnética en un haz de forma cónica, muy direccional. La abertura del haz aumenta con la distancia; por ejemplo, un haz de  $1^\circ$  nominal alcanza una anchura de 0,9, 1,7 y 3,5 km para distancias de 50, 100 y 200 km, respectivamente.

En lo referente al radar por pulsos, las breves ráfagas de energía electromagnética son absorbidas y dispersadas por los objetivos meteorológicos y no meteorológicos iluminados. Parte de la energía dispersada es devuelta a la antena y al receptor del radar. Como las ondas electromagnéticas se desplazan a la velocidad de la luz (es decir, a  $2,99 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ ), la distancia del objetivo se puede medir calculando el tiempo transcurrido entre la transmisión del pulso y su retorno. Entre los pulsos sucesivos, el receptor queda a la escucha de cualquier retorno de onda. La señal de retorno procedente del objetivo se denomina comúnmente eco radar. El tiempo transcurrido entre pulsos consecutivos determina el alcance máximo sin ambigüedad del radar. Los objetivos también pueden recibir ecos más allá del alcance máximo y se denominan ecos de traza múltiple.

En el caso de los radares de compresión de pulsos con modulación de frecuencia, la distancia al objetivo está determinada por la frecuencia del pulso largo. Sin embargo, el alcance máximo sin ambigüedad sigue estando determinada por el tiempo transcurrido entre pulsos consecutivos. Gracias a la transmisión de pulsos largos, el receptor de radar está protegido de la alta potencia del pulso transmitido y se crea una amplia zona ciega (de entre 10 y 30 km, dependiendo de la duración del pulso). En el caso de este tipo de radar, los pulsos breves (que corresponden a zonas ciegas reducidas inferiores a 2 km) se transmiten para detectar objetos situados en la zona ciega.

La ecuación del alcance del radar establece una relación entre la potencia de la señal devuelta por el objetivo y las características del radar. La potencia de las señales devueltas ofrece una

estimación de la cantidad de precipitación en el volumen de resolución. Esta estimación depende de la hipótesis relativa al tipo de partículas de precipitación y de la distribución del tamaño de las partículas en el volumen de resolución.

Las mediciones de la potencia están determinadas por la potencia total de la señal retrodispersada por el objetivo de un volumen muestreado en un instante cualquiera. Este volumen se denomina volumen del pulso o volumen de la muestra. La magnitud de este volumen (que determina la resolución del radar) depende de la longitud del pulso de radar en el espacio ( $h$ ) y de las aberturas del haz de la antena en el plano vertical ( $\theta_v$ ) y en el horizontal ( $\theta_h$ ). La apertura del haz, y por consiguiente el volumen del pulso, aumentan con la distancia. Como la señal cuya potencia llega de vuelta al radar realiza un trayecto de ida y vuelta, la longitud del volumen del pulso solo es igual a la mitad de su longitud en el espacio ( $h/2$ ), y no varía en función de la distancia. La ubicación del volumen del pulso en el espacio está determinada por la posición de la antena en acimut, así como por la elevación, la distancia del objetivo y la trayectoria de propagación no lineal del haz del radar lejos del radar. En el caso de los radares de compresión de pulsos, el volumen del pulso se determina principalmente por la resolución de la modulación de frecuencia y la capacidad del sistema receptor para resolver los cambios en la frecuencia.

Las partículas que se encuentran dentro del volumen del pulso se mezclan continuamente entre sí, produciendo fluctuaciones de intensidad con respecto a la intensidad media del objetivo. Una sola medición de la intensidad del eco de un objetivo meteorológico no tiene gran valor. Para obtener una estimación razonable de la intensidad media es preciso integrar al menos de 25 a 30 pulsos, aunque esta sea función de la calidad suficiente de los datos (Smith, 1995). Esto se hace normalmente de manera electrónica en un circuito de integración, si bien, en la actualidad, se hace mediante un procesador de señales digital. Con frecuencia se lleva a cabo un promedio adicional de los pulsos en distancia, acimut y tiempo para ampliar el tamaño del muestreo y mejorar la exactitud de la estimación, con lo que la resolución espacial disminuye. Un elemento importante que diferencia a los radares no meteorológicos es que el procesamiento de las señales y la interpretación de los datos se basan en la premisa de que la retrodispersión procede de un blanco distribuido y no de un blanco punto, por ejemplo un avión. Esto precisa de cálculo para obtener medidas cuantitativas (no solo detección) y una distancia de dependencia de la potencia devuelta (ecuación del radar diferente) distinta de la que se utiliza para radares de detección puntual (como los que se usan para el control de tránsito aéreo).

Los radares Doppler disponen de circuitos para medir la diferencia de cambio de fase de pulsos sucesivos en el mismo volumen de pulso del radar. El cambio de fase es proporcional a la longitud de onda del radar y, por consiguiente, a la distancia en el tiempo transcurrido entre pulsos. Este cambio de fase se utiliza para calcular la velocidad radial o velocidad Doppler.

Los radares de doble polarización pueden ser de varios tipos. La polarización puede ser circular. Sin embargo, a pesar de que se han desarrollado excelentes radares experimentales con esta característica, esta última no se suele utilizar en las operaciones meteorológicas. Los radares de doble polarización lineal pueden enviar pulsos con polarización horizontal y vertical de forma alternativa o simultánea. En el primer caso, se necesita un conmutador de alta potencia rápido (conmutación a cada pulso). Sin embargo, este tipo de conmutador ha demostrado ser problemático, por lo que se utiliza poco en las operaciones. La técnica de transmisión y recepción simultánea (modo STAR) transmite la misma potencia tanto en la polarización vertical como en la horizontal y la señal es recibida con la polarización vertical y horizontal separadas. Esta técnica ha sido la solución alternativa para las operaciones en que la conmutación rápida y de alta potencia genera un alto índice de fallos. Existen diferentes métodos para generar una señal de doble polarización. La mayor ventaja de la señal de doble polarización alternada es que es capaz de medir la polarización cruzada de la retrodispersión del objetivo (relación de despolarización lineal) y es particularmente útil para detectar la banda brillante. El inconveniente principal del modo STAR es la pérdida de relación de despolarización lineal (puesto que ya se observa polarización cruzada en el pulso transmitido), una pérdida de 3 dB de intensidad de la señal en ambos canales (debido a la división de la potencia), y los artefactos de acoplamiento cruzado, en particular en la fase hielo de las tormentas.

### 7.2.2 Propagación de las señales de radar

Las ondas electromagnéticas se propagan en línea recta en un medio homogéneo. Sin embargo, la atmósfera tiene una estratificación vertical, y los rayos cambian de dirección según las variaciones del índice de refracción (que es una función de la temperatura y de la humedad). Cuando las ondas encuentran precipitaciones y nubes, parte de la energía es absorbida, parte se dispersa en todas las direcciones, y parte se retrodispersa hacia el radar.

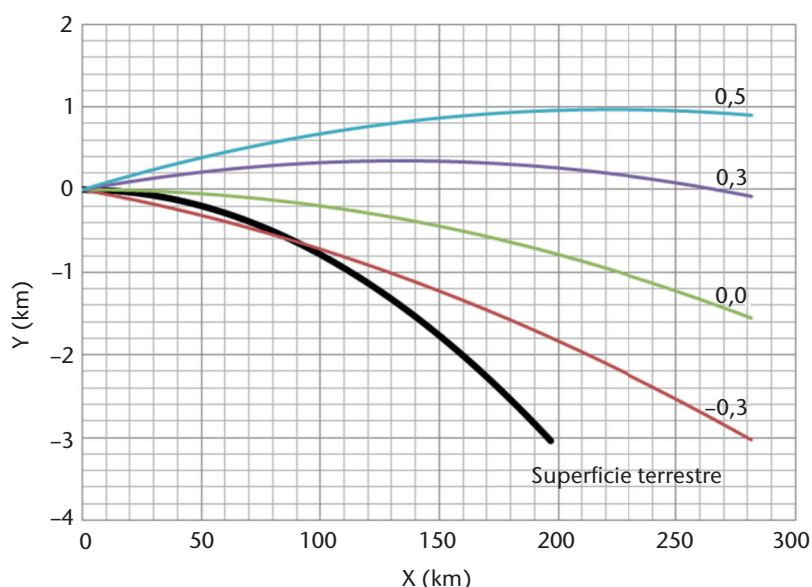
La flexión de las ondas electromagnéticas puede predecirse utilizando el perfil vertical de la temperatura, de la humedad y de la presión (Bean y Dutton, 1966). En condiciones atmosféricas normales, las ondas se desplazan según una curva que se inclina ligeramente hacia la Tierra (figura 7.3). La representación se realiza en un espacio físico (la Tierra se representa con un radio de 6 371 km) y la figura indica que el haz se inclina hacia abajo, pero se eleva con la distancia respecto de la superficie de la Tierra. En un modelo de la Tierra de cuatro tercios (4/3), en que la superficie de la Tierra se representa con un radio de 8 975 km (4/3 x 6 371 km), los haces forman una línea recta (figura 7.4).

Este modelo de 4/3 es el que más se suele utilizar, aunque algunos radares (situados en lo alto de una montaña) utilizan un modelo de 5/4. La altura sobre el radar se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$h = \left[ r^2 + (k_e a)^2 + 2rk_e a \sin \theta_e \right]^{1/2} - k_e a \quad (7.1)$$

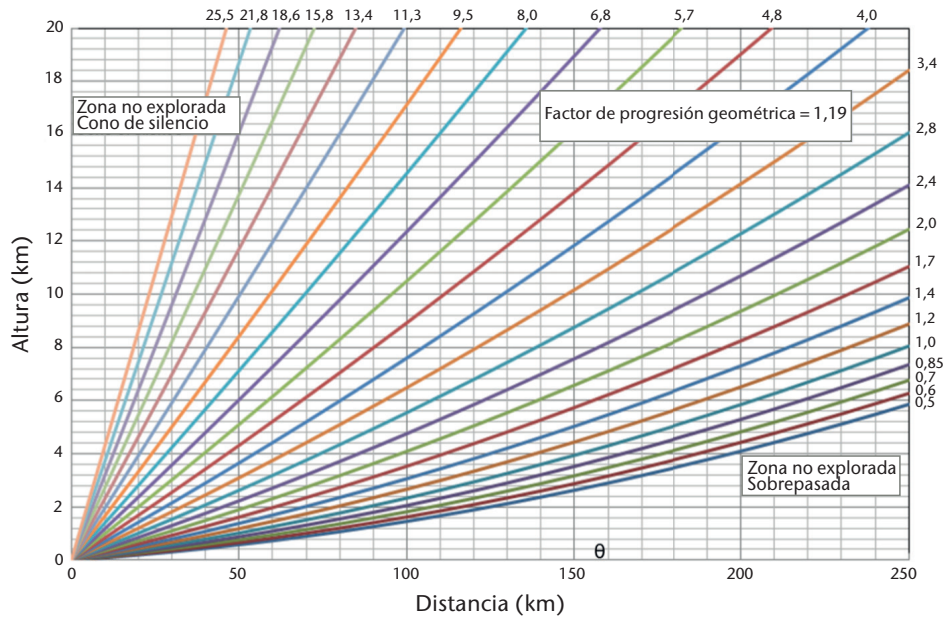
donde  $h$  es la altura por encima de la antena del radar,  $r$  es la distancia del haz,  $a$  es el radio de la Tierra,  $e$  es el ángulo de elevación sobre el horizonte y  $k_e a$  es el radio efectivo de la Tierra.

El trayecto del haz puede ser ascendente (subrefracción) o descendente (superrefracción). En ambos casos, la medición de la altitud del haz será errónea si se parte del supuesto de una atmósfera tipo. Esta condición se denomina propagación anómala. Desde el punto de vista de la medición de la precipitación, el mayor problema se plantea en condiciones de superrefracción o propagación por conductos, en la que el haz puede inclinarse suficientemente hasta alcanzar el suelo y provocar ecos terrestres que normalmente no se producen. El fenómeno aparece cuando el índice de refracción disminuye rápidamente con la altura. Esto ocurre en caso de aumento de la temperatura y disminución de la humedad con la altura. Tales ecos han de eliminarse al



**Figura 7.3** Esquema de la altura del haz para ángulos de elevación seleccionados (-0,3, 0, 0,3 y 0,5) sobre la superficie terrestre para un perfil estándar de índice de refracción en la atmósfera dibujado en el espacio físico mediante una curvatura de la Tierra equivalente al radio de la misma





**Figura 7.4.** El diagrama de la altura del haz es una herramienta útil en la interpretación de los productos de radar. La altura del haz se representa gráficamente sobre una superficie plana, que es la representación más habitual. La secuencia de ángulos de elevación es la propuesta en Marshall y Ballantyne (1978) para generar productos horizontales óptimos (CAPPI, topes de eco).

establecer un mapa de precipitación. No resulta evidente determinar la subrefracción, situación en que el haz no emite lo mismo que habitualmente o se curva hacia arriba, y, por lo tanto, representa también un problema. En la práctica, el perfil vertical del índice de refracción no se conoce, por lo que la ubicación precisa del haz tampoco se conoce.

Algunos ecos que se producen en "aire claro" se deben a fluctuaciones turbulentas en el índice de refracción observado en zonas de turbulencia, en las capas más estables, en las células de cizalladura del viento o en fuertes inversiones (dispersión de Bragg). Esos ecos tienen una configuración fácilmente reconocible, pero deben eliminarse como campos de precipitación (Gossard y Strauch, 1983).

### 7.2.3 Atenuación en la atmósfera

Las microondas están sometidas a una atenuación por absorción y dispersión debida a gases atmosféricos, nubes y precipitaciones.

#### Atenuación por gases

Los gases atenúan las microondas en la banda de 3 a 10 cm. La absorción por gases atmosféricos se debe fundamentalmente al vapor de agua y a las moléculas de oxígeno. La atenuación debida al vapor de agua es directamente proporcional a la presión y a la humedad absoluta, y aumenta en forma casi lineal con la disminución de la temperatura. La concentración de oxígeno hasta una altitud de 20 km es relativamente uniforme.

La atenuación por gases varía ligeramente según el clima y la estación del año. Es significativa a gran distancia para las longitudes de onda de los radares meteorológicos, donde puede alcanzar de 2 a 3 dB para las longitudes de onda más largas y de 3 a 4 dB para longitudes de onda más cortas, a una distancia de 200 km. La compensación puede realizarse automáticamente con facilidad.

### Atenuación por hidrometeoros

La atenuación por hidrometeoros puede deberse a la absorción y a la dispersión. Es la fuente más importante de atenuación. Depende de la forma, la dimensión, el número y la composición de las partículas. En razón de esta dependencia, es muy difícil suprimir la atenuación en forma cuantitativa empleando solo observaciones de radar, si bien se han realizado importantes avances utilizando técnicas de radares de doble polarización.

La atenuación depende de la longitud de onda. En longitudes de onda de 10 cm, hay atenuación, pero es más bien débil, mientras que en longitudes de onda de 3 cm es muy importante. En una longitud de onda de 5 cm, la atenuación puede resultar aceptable en muchos climas, sobre todo en la parte alta de las latitudes medias. Longitudes de onda inferiores a 5 cm no se recomiendan para una buena medición de la precipitación, salvo en el caso de aplicaciones a poca distancia (cuadro 7.5). La atenuación total de la señal se puede producir entre los 3 y los 5 cm. Los radares que funcionan con longitudes de onda más cortas son más sensibles a la atenuación y a la corrección de la atenuación, y la estimación cuantitativa de la precipitación basada en las mediciones de la fase diferencial específica de la doble polarización tiene más repercusiones en los datos resultantes. Estas técnicas son efectivas si se utilizan a niveles de precipitación inferiores y en longitudes de onda más cortas.

**Cuadro 7.5. Relaciones de atenuación unidireccional**

Longitud de onda (cm)	Relación (dB km <sup>-1</sup> )
10	0,000 343 $R^{0,97}$
5	0,00 18 $R^{1,05}$
3,2	0,01 $R^{1,21}$

Nota: Según Burrows y Attwood (1949). Atenuaciones específicas a 18 °C.  $R$  se expresa en unidades de mm hr<sup>-1</sup>.

Para las estimaciones de la precipitación por radar pueden formularse algunas consideraciones de carácter general sobre la magnitud de la atenuación. La atenuación depende de la masa de agua del objetivo y, por lo tanto, la atenuación es más importante en caso de fuertes lluvias; las nubes con una masa de agua mucho menor entrañan una atenuación más débil. Las partículas de hielo atenúan mucho menos que las partículas en estado líquido. Las nubes y las nubes de hielo provocan una atenuación débil que normalmente puede despreciarse. Las partículas de nieve o de hielo (o el granizo) pueden alcanzar dimensiones muy superiores a las de las gotas de lluvia. Se humedecen cuando comienzan a fundirse, lo que da lugar a un gran aumento de la reflectividad y, por consiguiente, de las propiedades de atenuación. Este fenómeno puede distorsionar las estimaciones de las precipitaciones.

#### 7.2.4 Dispersión por nubes y precipitación

La potencia del eco recibida es devuelta mediante retrodispersión por los objetivos en el volumen de resolución (hidrometeoros, suelo, árboles, etc.). La sección transversal de retrodispersión ( $\sigma_b$ ) se define como la superficie de un dispersor isotrópico que enviaría a la fuente emisora la misma potencia que el objetivo real. El primero que determinó la sección transversal de retrodispersión de partículas esféricas fue Mie (1908). Rayleigh observó que si la relación entre el diámetro de la partícula y la longitud de onda es igual o inferior a 0,06, se puede utilizar una expresión más sencilla para determinar la sección transversal de retrodispersión:

$$\sigma_b = \frac{\pi^5 |K|^2 D^6}{\lambda^4} \quad (7.2)$$

lo que justifica la ecuación 7.3.  $|K|^2$ , el factor del índice de refracción, es igual a 0,93 para el agua en estado líquido, y a 0,197 para el hielo.



Las mediciones de potencia del radar se emplean para obtener la intensidad de dispersión del objetivo mediante la ecuación 7.2 en la forma:

$$z = \frac{C\bar{P}_r r^2}{|K|^2} \quad (7.3)$$

En la sección 7.10 se tratan el método y los problemas que plantea la interpretación del factor de reflectividad en función de la intensidad de la precipitación ( $R$ ).

### 7.2.5 Dispersión en el aire claro

Se ha comprobado que, en regiones sin nubes de precipitación, los ecos se deben sobre todo a insectos o a fuertes gradientes del índice de refracción en la atmósfera (dispersión de Bragg). Esos ecos son de poca intensidad y se detectan únicamente con los radares más modernos, a no ser que se descarten de forma automática mediante el filtrado de datos. Los valores de reflectividad  $Z_e$  equivalentes para fenómenos que se producen en aire claro generalmente se sitúan en el intervalo entre  $-5$  y  $-55$  dBZ, si bien no se trata de verdaderos parámetros  $Z$ , pues el proceso físico que generan los ecos es totalmente diferente. Para la medición de la precipitación, esos ecos representan un "ruido" en la señal. Sin embargo, se pueden asociar en general con algunos fenómenos meteorológicos como una brisa de mar o un frente de racha en caso de tormenta y, por lo tanto, son útiles para determinar las zonas de posible iniciación convectiva. Los ecos que se producen en aire claro también pueden deberse a pájaros o a insectos en concentraciones muy bajas. Los ecos con una intensidad de 5 a 35 dBZ no son raros, sobre todo en períodos de migración (véase el cuadro 7.6).

**Cuadro 7.6. Secciones transversales típicas de retrodispersión para diversos objetivos**

Objeto	$\sigma_b$ ( $m^2$ )
Avión	10-1 000
Hombre	0,14-1,05
Globos sonda	0,01
Pájaros	0,001-0,01
Abejas, libélulas, polillas	$3 \times 10^{-6}$ - $10^{-5}$
Gotas de agua de 2 mm	$1,8 \times 10^{-10}$

Si bien en el tratamiento normal las señales de radar se interpretan en función de  $Z$ , las propiedades de dispersión de las variaciones del índice de refracción son muy diferentes de las de los hidrometeoros. Ello también se denomina dispersión de Bragg. La mayoría de las veces, la dispersión se expresa en función del parámetro estructural del índice de refracción,  $Cn^2$ , que es una medida de las fluctuaciones cuadráticas medias del índice de refracción en función de la distancia (Gossard y Strauch, 1983).

## 7.3 ECUACIÓN DEL RADAR PARA OBJETIVOS DE PRECIPITACIÓN

Los objetivos meteorológicos consisten en partículas compuestas de hielo y/o agua distribuidas aleatoriamente en el espacio. La energía retrodispersada desde el volumen del objetivo depende del número, el tamaño, la composición, la posición relativa, la forma y la orientación de las partículas dispersoras. La energía total retrodispersada es la suma de la energía retrodispersada por cada una de esas partículas.

Utilizando este modelo de objetivo y la teoría electromagnética, Probert-Jones (1962) formuló una ecuación que relacionaba la potencia del eco recibida por el radar con los parámetros del radar, la distancia de los objetivos y las características de dispersión. En general, se considera

que esa relación permite obtener una medición cuantitativa de la reflectividad con un grado de exactitud suficiente, teniendo en cuenta las hipótesis generalmente realistas realizadas en su deducción:

$$\bar{P}_r = \frac{\pi^3}{1024 \ln 2} \cdot \frac{P_t h G^2 \theta_b \phi_b}{\lambda^2} \cdot \frac{|K|^2 10^{-18} Z}{r^2} \quad (7.4)$$

donde  $\bar{P}_r$  es la potencia de la señal reenviada al radar, promediada en varios pulsos, expresada en vatios;  $P_t$  es la potencia pico del pulso emitido por el radar, expresada en vatios;  $h$  es la longitud del pulso en el espacio, expresada en metros ( $h = c\tau/2$ , donde  $c$  es la velocidad de la luz, y  $\tau$  la duración del pulso);  $G$  es la ganancia de la antena con relación a una antena isótropa;  $\theta_b$  y  $\phi_b$  designan las aberturas angulares del haz en el plano horizontal y vertical, respectivamente, del diagrama de radiación de la antena al nivel  $-3$  dB de la transmisión en un sentido, expresadas en radianes;  $\lambda$  es la longitud de onda de la onda transmitida, expresada en metros;  $|K|^2$  es el factor del índice de refracción del objetivo;  $r$  es el alcance oblicuo desde el radar hasta el objetivo, expresada en metros; y  $Z$  es el factor de reflectividad del radar (tomado normalmente como el factor de reflectividad equivalente  $Z_e$  cuando no se conocen bien las características del objetivo), expresado en milímetros elevados a la sexta potencia por metro cúbico.

El segundo término de la ecuación contiene los parámetros del radar y el tercero, los parámetros que dependen del alcance y de las características del objetivo. Los parámetros del radar son relativamente constantes, y si el transmisor se opera y mantiene a una salida constante (como debería ser), la ecuación puede simplificarse así:

$$\bar{P}_r = \frac{C |K|^2 Z}{r^2} \quad (7.5)$$

donde  $C$  es la constante del radar.

La formulación de esta ecuación se basa en una serie de supuestos fundamentales de importancia variable para la aplicación y la interpretación de los resultados. Si bien son razonablemente realistas, las condiciones no siempre se cumplen exactamente y, en ciertos casos, influyen en las mediciones (Aoyagi y Kodaira, 1995).

Esos supuestos se resumen como sigue:

- a) Las partículas de precipitación dispersoras presentes en el volumen del objetivo son esferas dieléctricas homogéneas de poco diámetro en relación con la longitud de onda, es decir,  $D < 0,06 \lambda$ , para la aplicación estricta de las aproximaciones de dispersión de Rayleigh.
- b) El volumen del pulso está totalmente lleno de partículas de precipitación distribuidas aleatoriamente.
- c) El factor de reflectividad  $Z$  es uniforme a lo largo del volumen del pulso muestreado y casi constante durante el intervalo de muestreo.
- d) Todas las partículas son gotas de agua o partículas de hielo; es decir que todas las partículas tienen el mismo factor de índice de refracción  $|K|^2$  y la dispersión de energía por las partículas es isotrópica.
- e) La dispersión múltiple (entre partículas) es insignificante.
- f) No hay atenuación en el espacio situado entre el radar y el volumen del objetivo.
- g) El radar utiliza polarizaciones lineales (normalmente  $H$  o  $V$ ).
- h) El lóbulo principal del diagrama de radiación de la antena tiene forma gaussiana.
- i) La ganancia de la antena se conoce o puede calcularse con suficiente exactitud.
- j) La contribución de los lóbulos secundarios a la potencia recibida es insignificante.

- k) La absorción de la señal transmitida por los ecos parásitos terrestres en el haz es insignificante.
- l) La potencia pico transmitida ( $P_t$ ) es la potencia real transmitida por la antena, es decir, que todas las pérdidas debidas al guíaondas, entre otras, y la atenuación en el radomo han sido tenidas en cuenta.
- m) La potencia media medida ( $P_r$ ) se promedia sobre un número suficiente de pulsos o de muestras independientes para que sea representativa de la media sobre el volumen del pulso del objetivo.

Esta formulación simplificada establece una relación entre la potencia de eco medida por el radar y el factor de reflectividad de radar,  $Z$ , que está a su vez relacionado con la intensidad de la precipitación. Tales factores y sus relaciones son elementos esenciales para interpretar la intensidad del objetivo y para evaluar las cantidades de precipitación a partir de mediciones efectuadas por radar. A pesar del número de hipótesis, esta formulación ofrece una estimación razonable de la precipitación acumulada.

#### 7.4 SISTEMA Y DATOS DE RADAR METEOROLÓGICO BÁSICO

El radar meteorológico básico consta de:

- a) una antena para centrar las microondas transmitidas en un haz estrecho y recibir cualquier señal de retorno;
- b) una torre para elevar la antena por encima de las obstrucciones inmediatas;
- c) un transmisor para producir energía a frecuencias de microondas y un modulador para generar los pulsos y la frecuencia de los mismos;
- d) un receptor para detectar la señal de microondas, amplificarla y convertirla en una señal de baja frecuencia;
- e) un procesador para extraer la información deseada de la señal recibida;
- f) un sistema de control del radar y de procesamiento de los datos para elaborar variables de radar;
- g) un sistema para presentar la información en forma inteligible;
- h) un sistema de registro para guardar los datos con fines de formación, estudio y archivo.

Un radar meteorológico básico puede ser no coherente (por ejemplo, un magnetrón o transmisor de tipo oscilador de potencia), es decir, que la fase de los pulsos sucesivos sea aleatoria. Las mediciones Doppler pueden hacerse si se mide la fase del pulso emitido y se procesa la señal de retorno en función de esta fase. Este radar se conoce como radar Doppler de recepción coherente. Un radar de transmisión coherente (por ejemplo, un amplificador de potencia klistrón, de estado sólido, o un transmisor de tipo tubo de onda progresiva) transmite la misma fase en cada pulso. La potencia transmitida por un radar meteorológico es normalmente entre varios cientos de megavatios y un megavatio de pico de potencia concentrado en un pulso de un microsegundo de duración, mientras que la potencia media típica es de unos pocos cientos de vatios. Los transmisores de estado sólido o de tipo tubo de onda progresiva envían pulsos de potencias mucho menores pero lo compensan con una mayor duración.

### 7.4.1 Reflectividad

La potencia de la señal retrodispersada medida por un radar típico es del orden de  $10^{-8}$  a  $10^{-15}$  W, lo que cubre un alcance de 70 dB aproximadamente, entre los objetivos detectables más fuertes y los más débiles. En comparación con la potencia de transmisión, esta es más de 20 órdenes de magnitud menor. Para medir de forma simultánea las señales más débiles y las más potentes, hacen falta receptores con un alcance dinámico amplio ( $> 90$  dB), que ya están disponibles (Heiss y otros, 1990; Keeler y otros, 1995). En el pasado se utilizaban receptores logarítmicos con un alcance dinámico de 90 dB para medir la reflectividad. Para realizar las mediciones Doppler se necesitan receptores lineales, que mantienen la linealidad de fase. En el pasado, estos receptores tenían un alcance dinámico limitado (de 40 a 50 dB), por lo que requerían un control automático de ganancia.

El factor de reflectividad es el parámetro más importante para interpretar los datos del radar. Se obtiene a partir de un modelo de dispersión de Rayleigh y se define teóricamente como la suma de los diámetros de las partículas (gotas) contenidas en el volumen de muestreo, elevados a la sexta potencia:

$$Z = \sum_{\text{vol}} N(D) D^6 \quad (7.6)$$

donde  $Z$  se expresa en milímetros elevados a la sexta potencia por metro cúbico. En muchos casos, el número, la composición y la forma de las partículas no se conocen, y se define una reflectividad equivalente o efectiva  $Z_e$ . Por ejemplo, para las partículas de nieve y de hielo hay que tomar una reflectividad equivalente  $Z_e$  que representa a  $Z$ , suponiendo que todas las partículas retrodispersoras son gotas esféricas de densidad  $\rho$ .

La intensidad de la precipitación se calcula mediante la ecuación:

$$R = \sum_{\text{vol}} N(D) V_T \rho \pi / 6 D^3 \quad (7.7)$$

No obstante,  $N(D)$  no se conoce y se han desarrollado relaciones empíricas entre  $Z$  y  $R$ ; la relación más conocida es la de Marshall-Palmer:

$$Z = 200R^{1.6} \quad (7.8)$$

Con el fin de abarcar el intervalo de valores, con frecuencia se trabaja en una escala logarítmica o con unidades de dBZ que se definen numéricamente como  $\text{dBZ}_e = 10 \log_{10} Z_e$ .

Normalmente, las observaciones volumétricas en la atmósfera se efectúan mediante una exploración de la antena en un ángulo de elevación dado, y aumentando luego ese ángulo progresivamente a cada rotación de la antena. Una consideración importante es la resolución de los objetivos. Para concentrar las ondas en un haz axial o gaussiano se utilizan antenas de reflector parabólico o sistemas de antenas en fase (mediante desplazamientos de fase). Cuanto más grande es el reflector y, por lo tanto, más costoso, más estrecho es el haz y más elevadas son la resolución y la sensibilidad. La abertura angular del haz, a menudo definida mediante los puntos de mitad de potencia, es la mitad de la que hay en el eje, depende también de la longitud de onda y se puede aproximar mediante:

$$\theta_e = \frac{70\lambda}{d} \quad (7.9)$$

donde  $\theta_e$  se expresa en grados, y  $d$  es el diámetro de la antena expresado en las mismas unidades que  $\lambda$ . Los buenos radares de observación meteorológica tienen haces de  $0,5^\circ$  a  $1^\circ$  de anchura. Sin embargo, los haces más anchos son útiles para las aplicaciones a poca distancia.

El alcance útil de los radares meteorológicos depende de la aplicación y de la naturaleza del fenómeno meteorológico. Dependiendo del intervalo de tiempo entre los pulsos (caracterizado por la frecuencia de repetición de los pulsos, por ejemplo,  $300 \text{ s}^{-1}$ ), el alcance máximo sin ambigüedad del radar puede ser de cientos de kilómetros (por ejemplo, 500 km). Sin embargo, teniendo en cuenta la propagación del haz y la curvatura de la Tierra, el haz y, por consiguiente, el volumen del pulso, es elevado y de gran tamaño (por ejemplo, a 250 km, un radar de una abertura del haz de  $1^\circ$  apuntando con un ángulo de elevación de  $1^\circ$ , tiene 9 km de alto y 6 km de ancho, véase la figura 7.4). El haz puede atravesar el fenómeno meteorológico, el volumen del

pulso puede no llenarse, y la sensibilidad del radar no ser suficiente para medir con exactitud la intensidad de la precipitación. Sin embargo, si se observan ecos, estos indicarán tormentas muy intensas o fenómenos meteorológicos peligrosos. Los radares meteorológicos típicos operan con un alcance máximo de entre 250 y 600 km.

Para conseguir buenas mediciones cuantitativas de la precipitación, un radar de una abertura del haz de  $1^\circ$  tiene un alcance útil de alrededor de 80 km. Cuanto más pequeña sea la abertura del haz del radar, mayor será el alcance útil (por ejemplo, un haz de  $0,65^\circ$  tiene un alcance útil de alrededor de 120 km). A distancias mayores, los datos deben extrapolarse al suelo. La dispersión del haz y la falta de llenado del volumen hacen que la intensidad de la precipitación resulte infravalorada. Esto depende del régimen meteorológico y los resultados analizados corresponden a latitudes medias.

#### 7.4.2 Velocidad Doppler

El desarrollo y la introducción de radares meteorológicos Doppler para observar el tiempo dan una nueva dimensión a las observaciones (Heiss y otros, 1990). Los radares Doppler miden la velocidad radial de los objetivos respecto del radar. Por lo tanto, miden la componente radial del viento, en el sentido de acercarse o alejarse del radar.

Las velocidades típicas de los objetivos meteorológicos son menores a los  $50 \text{ m s}^{-1}$ , salvo en el caso de los tornados y huracanes. Como se señaló anteriormente, las variaciones de fase entre pulsos se utilizan para calcular la velocidad Doppler. Si la fase varía en más de  $\pm 180^\circ$ , la estimación de la velocidad es ambigua. Con el fin de calcular con exactitud y sin ambigüedad la velocidad Doppler de los objetivos meteorológicos, la frecuencia de repetición de los pulsos debe ser elevada (menor intervalo de tiempo entre los pulsos), de modo que el alcance máximo sin ambigüedad sea menor que el de un radar que únicamente mida la reflectividad. A velocidades más elevadas hay que introducir un paso adicional de procesamiento para obtener la velocidad correcta. La máxima velocidad Doppler que puede medirse sin ambigüedad depende de la longitud de onda ( $\lambda$ ) del radar y de la frecuencia de repetición de los pulsos, y puede expresarse como sigue:

$$V_{\text{máx}} = \pm \frac{\text{PRF} \cdot \lambda}{4} \quad (7.10)$$

El alcance máximo sin ambigüedad puede expresarse así:

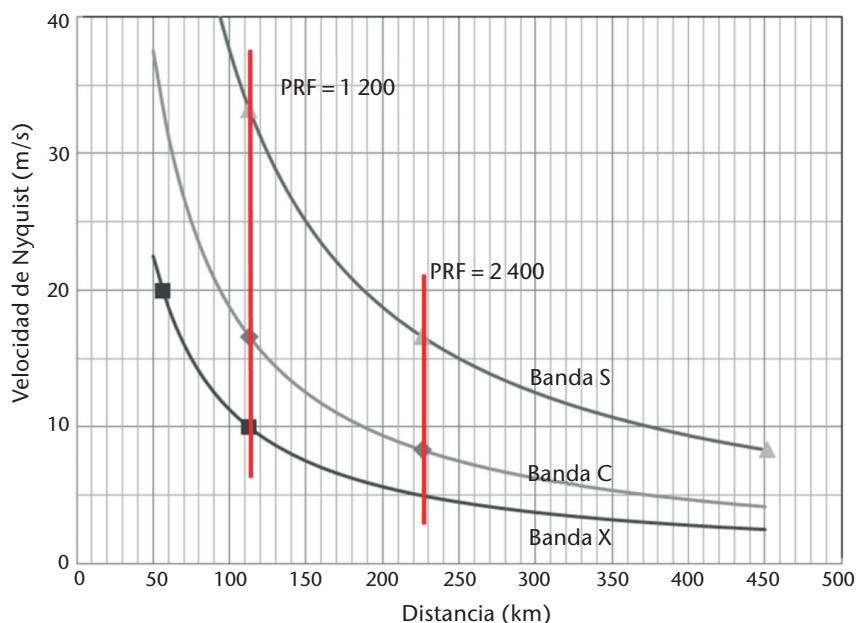
$$r_{\text{máx}} = \frac{c}{\text{PRF} \cdot 2} \quad (7.11)$$

Por lo tanto,  $V_{\text{máx}}$  y  $r_{\text{máx}}$  están relacionados por la ecuación:

$$V_{\text{máx}} r_{\text{máx}} = \pm \frac{\lambda c}{8} \quad (7.12)$$

Estas relaciones muestran los límites impuestos por la elección de la longitud de onda y de la frecuencia de repetición de los pulsos (véase la figura 7.5). Una frecuencia de repetición de pulsos alta permite aumentar la velocidad máxima que se puede medir sin ambigüedad, en tanto que una frecuencia de repetición de los pulsos baja es adecuada para aumentar el alcance del radar. Desafortunadamente, estos límites afectan al área de medición deseada para un radar, y hay que adoptar soluciones de compromiso al operar el radar. A esto se le llama dilema Doppler y se examina más adelante en la sección dedicada al procesamiento de señales y de datos de este capítulo. La velocidad máxima sin ambigüedad o el alcance máximo sin ambigüedad reciben a menudo el nombre de velocidad de Nyquist o alcance de Nyquist.

Una de las consecuencias significativas de la frecuencia de repetición de los pulsos es que siguen pudiéndose detectar ecos más allá del alcance de Nyquist. Estos ecos se denominan ecos de segunda traza (o de múltiples trazas), ya que proceden de pulsos transmitidos anteriormente. Si los objetivos son suficientemente sólidos, el radar aún puede recibir la potencia de esos objetivos. Sin embargo, estos objetivos se encontrarán incorrectamente situados en primera traza, puesto



**Figura 7.5** Esta figura ilustra el dilema Doppler para las tres bandas habituales de los radares (X, C, S). El dilema aparece porque un mismo parámetro, la frecuencia de repetición de los pulsos (PRF), que es el tiempo entre pulsos transmitidos, controla la velocidad máxima sin ambigüedad y el alcance máximo sin ambigüedad en sentidos opuestos. Los marcadores y las líneas rojas indican los ajustes más usuales.

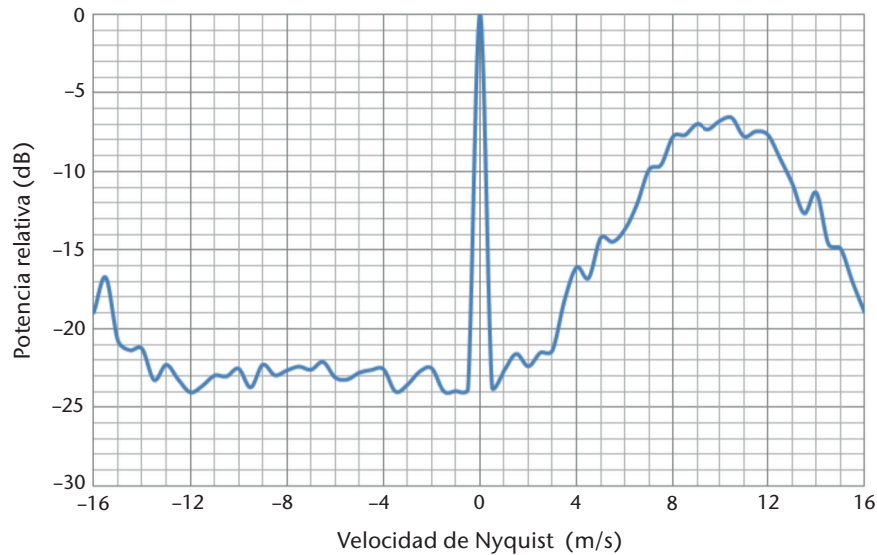
que el radar no podrá determinar si corresponden al último pulso enviado o a alguno de los anteriores, puesto que el tiempo o la distancia del eco se determinan en relación con el último pulso enviado.

Algunos radares Doppler son totalmente coherentes: sus transmisores son osciladores y generan la misma fase de un pulso a otro. Los radares totalmente coherentes emplean en general klistrones, transmisores de estado sólido o similares. Estos tipos de radares transmiten la misma fase para cada pulso y, por lo tanto, la velocidad de los ecos de segunda traza genera velocidades radiales medias discernibles. Este tipo de radar no puede separar (sin un procesamiento avanzado) el alcance o la velocidad de los ecos de traza múltiple.

En el caso de los radares Doppler de recepción coherente, como los de transmisor amplificador de magnetrón, la fase de un pulso a otro es aleatoria. En el caso de este tipo de radar, se mide la fase del pulso transmitido más recientemente y se toma este de referencia para las fases de todos los ecos. Por consiguiente, las series de fases de los ecos de segunda traza, que están referenciados a la fase más reciente, serán aleatorias y aparecerán en forma de ruido en el espectro Doppler. La figura 7.6 es un ejemplo simulado para un ajuste típico de un radar de banda C. El pico pronunciado a velocidad nula proviene de los ecos terrestres estacionarios y produce una distribución de potencia estrecha. El pico ancho de la derecha es el eco del fenómeno meteorológico. Es más ancho que el terrestre porque proviene de la superposición de una distribución de precipitaciones. Obsérvese que la cola de la contribución meteorológica de la derecha está atenuada y aparece en el eje izquierdo de la figura. La señal fluctúa alrededor del umbral mínimo de ruido a causa del ruido térmico del sistema y también del espectro meteorológico, debido a la superposición de los objetivos de precipitación. Se puede sustraer la potencia debida al ruido de la potencia total mediante una estimación dinámica de la potencia del ruido y así conseguir una estimación más limpia de la potencia en la primera señal (figura 7.7). Este es un ejemplo que muestra: a) cómo se puede filtrar el ruido estacionario del suelo mediante un filtro de ranura de velocidad nula; y b) cómo los ecos de segunda traza se pueden filtrar mediante un filtro de eliminación de ruido (índice de calidad de la señal).

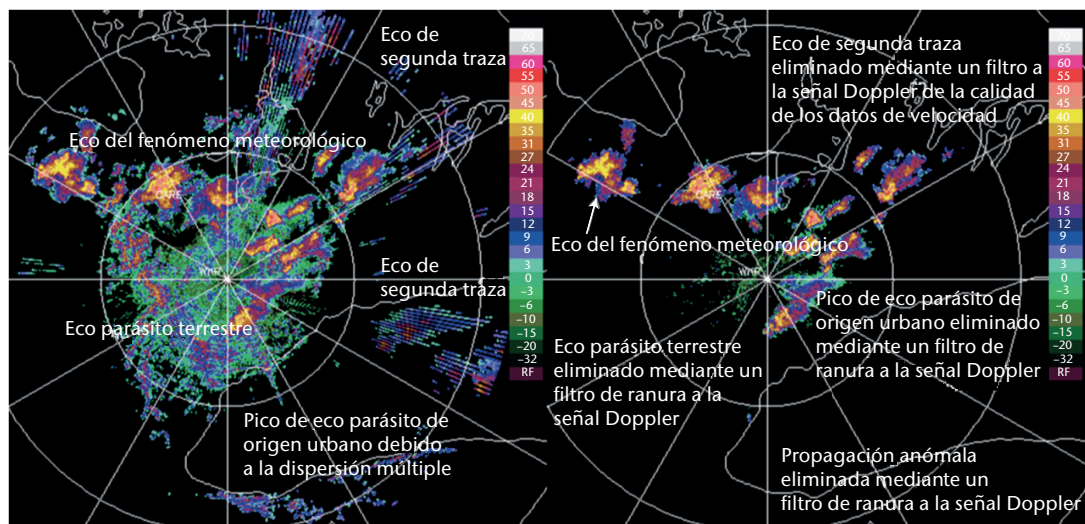
Para procesar los parámetros Doppler se utilizan dos sistemas de procesamiento de las señales de distinta complejidad. El sistema de procesamiento por pares de pulsos (PPP), más sencillo,





**Figura 7.6. Espectro Doppler que muestra la distribución de potencia en el volumen de un único pulso de radar en función de la velocidad Doppler**

emplea la comparación de pulsos sucesivos en el dominio temporal para extraer la velocidad media y la anchura del espectro. El segundo sistema, más complejo, emplea el algoritmo de la transformada rápida de Fourier (TRF) para producir un espectro de velocidad continuo en cada volumen muestreado. El sistema PPP es más rápido, requiere menos tiempo de cálculo y da mejores resultados para una baja relación señal/ruido, pero no elimina tan bien los ecos parásitos como el sistema TRF.



**Figura 7.7. Los radares Doppler modernos pueden filtrar los datos erróneos o los ecos parásitos terrestres durante la fase de procesamiento de las señales de la cadena de procesamiento. La imagen de la izquierda muestra los datos brutos, y la de la derecha muestra la capacidad de filtrado del procesamiento de la señal Doppler y de los datos. La figura 7.29 ilustra la capacidad de la diversidad de polarización respecto de la calidad de los datos.**



### 7.4.3 Doble polarización

Existen bastantes técnicas básicas de polarización que se usan actualmente en los radares. Una de las técnicas consiste en emitir una onda de polarización circular y medir las polarizaciones copolar y ortogonal. Mediante la otra técnica se emiten alternativa o simultáneamente pulsos con polarización horizontal ( $H$ ) y luego vertical ( $V$ ) utilizando un conmutador de alta potencia. Los radares simultáneos  $H$  y  $V$  no necesitan un conmutador rápido. La complejidad que supone desentrañar las características microfísicas de los ecos sigue siendo un desafío y la fabricación de sistemas de polarización circular de alta calidad puede ser más costosa. Generalmente se prefiere el sistema de polarización lineal, ya que la recuperación de la información meteorológica necesita menos tiempo de cálculo y es más fácil adaptar los radares convencionales a la doble polarización. Salvo en algunas situaciones, la utilización de conmutadores de alta potencia para alternar la polarización resulta problemática. Por eso, el sistema de transmisión y recepción simultáneas es común entre los radares operativos.

En general, la técnica de polarización se basa en diferencias ínfimas en las partículas dispersoras. Cuando caen libremente en la atmósfera, las gotas de agua se transforman en elipses cuyo eje principal se orienta en el plano horizontal. El grado de achatamiento de las gotas depende de su tamaño. La potencia retrodispersada desde un esferoide achatado es mayor en el caso de una onda de polarización horizontal que en el de una onda de polarización vertical, suponiendo la dispersión de Rayleigh. Ello también se aplica a otros objetivos, como los insectos, los pájaros y los ecos parásitos terrestres.

En el cuadro 7.2 se describen los diversos parámetros de uso más común en la polarización. La reflectividad diferencial,  $Z_{DR}$ , se define como igual a 10 veces el logaritmo del cociente entre la reflectividad polarizada horizontalmente  $Z_H$  y la reflectividad polarizada verticalmente  $Z_V$ . Comparando el factor de la reflectividad equivalente  $Z_e$  y la reflectividad diferencial  $Z_{DR}$  se puede determinar si el objetivo puede identificarse como hielo, lluvia, llovizna o nieve (Seliga y Bringi, 1976).

Cuando una onda electromagnética se propaga en un medio compuesto de partículas achatadas, la fase del haz incidente se modifica debido a las diferencias en la atenuación en el plano vertical y horizontal (lo que da lugar a diferencias en la velocidad de propagación). El efecto de esta propagación sobre las componentes vertical y horizontal de la fase depende del grado de achatamiento y se expresa mediante un parámetro integral denominado fase diferencial ( $\varphi_{DP}$ ). Si se puede calcular de manera fiable la derivada, puede estimarse la fase diferencial específica ( $K_{DP}$ ). Para las mediciones de lluvia intensa,  $K_{DP}$  presenta ciertas ventajas (Zrníc y Ryzhkov, 1995). En English y otros (1991) se demuestra que, para estimar precipitaciones, es mucho mejor utilizar la fase diferencial  $K_{DP}$  que la reflectividad  $Z$  en lo que respecta a intensidades de precipitación superiores a  $20 \text{ mm h}^{-1}$  en la banda S. Puesto que se trata de una medida de fase y puede localizarse o especificarse en un perfil del alcance, este parámetro puede utilizarse para resolver problemas de calibración de potencia y de bloqueo parcial del haz. Cuanto mayor sea la atenuación (longitudes de onda más cortas), mayor será la eficacia de esta técnica en lo que se refiere a reflectividades o intensidades de precipitación más bajas.

La correlación de los datos relativos a las series temporales vertical y horizontal proporciona una medida estadística de la diferencia entre las secciones transversales de dispersión  $H$  y  $V$  de los hidrometeoros. Cabe señalar que se trata de una medida estadística y que, por lo tanto, la lluvia y la nieve parecen presentar características de dispersión muy diferentes en un conjunto de partículas individuales y presentan una estrecha correlación en un sentido estadístico. Bebbington (1992) concibió para los radares de polarización circular un parámetro denominado grado de polarización, insensible a los efectos de la propagación (la correlación lineal también es independiente de los efectos de la correlación). Ese parámetro es similar a la correlación lineal utilizada en los radares de polarización lineal y, al parecer, es útil para distinguir objetivos. Por ejemplo, valores extremadamente bajos indican la presencia de dispersores con una orientación aleatoria, como los causados por briznas de hierba en suspensión en el aire o ecos parásitos terrestres (Holt y otros, 1993).

## 7.5 PROCESAMIENTO DE SEÑALES Y DE DATOS

### 7.5.1 El espectro Doppler

El radar detecta una onda electromagnética devuelta por el objetivo. Esta onda es resultado de todos los dispersores que se encuentran en el volumen del radar. Matemáticamente, una onda se caracteriza por su amplitud y fase, o su equivalente en números complejos como las partes real e imaginaria de un fasor. Esto se conoce también como señales en fase o en cuadratura (I, Q). La onda se mide varias veces y el resultado corresponde a una serie temporal de muestras I, Q. Si se aplica la transformada de Fourier a los datos, la magnitud de los coeficientes de la transformada de Fourier representa el espectro Doppler. Este espectro representa la autocorrelación de las series temporales de I, Q en el dominio de frecuencias (Wiener, 1964). Cuantas más muestras temporales, mayor será la resolución en el dominio de frecuencias. El procesamiento en el dominio de tiempo es idéntico al realizado en el dominio de frecuencias. En la figura 7.6 se presenta un espectro Doppler típico y resulta útil caracterizar los diversos aspectos de la información respecto de un único volumen de radar. El nivel de ruido (integrado en todo el espectro) representa el nivel mínimo de señal o la señal mínima detectada de esta célula de distancia. El pico a una frecuencia nula o a una velocidad nula equivale a la contribución de los ecos estacionarios o a los ecos parásitos terrestres. El pico más ancho se debe al objetivo meteorológico. Cabe tener en cuenta que el pico que se observa a velocidad nula se ensancha a causa del movimiento de la antena, la escasa estabilidad de fase del sistema de radar y un número reducido de muestras. La anchura del espectro de los ecos parásitos terrestres suele ser menor que la del espectro del fenómeno meteorológico y, en la mayor parte de los casos, puede utilizarse para separar el eco en tierra del eco meteorológico. El área situada por debajo del eco meteorológico y por encima del nivel de ruido corresponde a la potencia del eco meteorológico. El área situada por debajo del espectro de los ecos parásitos terrestres corresponde a la potencia generada por los dichos ecos.

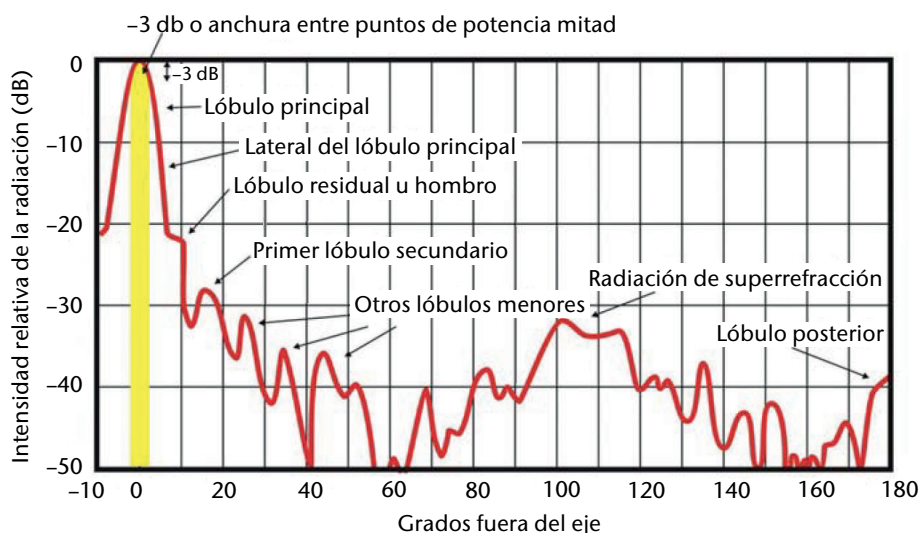
### 7.5.2 Estimación de los parámetros de potencia

Los hidrometeoros están distribuidos dentro del volumen del pulso y se mezclan entre sí, lo que da lugar a una señal fluctuante. Se ha de calcular la media para reducir la varianza de las medidas hasta una incertidumbre aceptable. En general, hacen falta 30 pulsos independientes para calcular la reflectividad (Doviak y Zrnić, 1993). Ello significa que es necesario muestrear los pulsos a intervalos de tiempo mayores que el período de descorrelación del volumen del pulso, muestreando en diferentes localizaciones del alcance o utilizando alguna otra técnica (superposición de frecuencias).

Desde el punto de vista operativo, esto se realiza de diferentes maneras, en función de la estrategia que se adopte en términos de aplicación y procesamiento. La antena puede efectuar un barrido lento y estimar la reflectividad en un grado de azimut y en el volumen de un pulso, o puede rotar más rápidamente y utilizar el alcance medio en el procesamiento de datos y señales. También pueden aceptarse datos de mala calidad, y filtrarse posteriormente.

### 7.5.3 Ecos parásitos terrestres y objetos puntuales

Los ecos parásitos pueden deberse a diversos objetos, en particular, edificios, colinas, montañas, aviones y briznas, entre otros. El buen emplazamiento de un radar es la primera medida para reducir los efectos de los ecos parásitos terrestres. Sin embargo, siempre hay ecos, ya que el tamaño del haz principal y de los lóbulos secundarios interactúan con el terreno cercano (figura 7.8). El haz del radar no es perfectamente cónico, y emite radiación en todas las direcciones, si bien la mayor parte de la potencia se dirige hacia la dirección apuntada. La anchura del haz se suele definir entre puntos de potencia mitad (-3 dB de potencia a lo largo del dispositivo de puntería). Este diagrama de radiación depende de la geometría de la bocina de alimentación, de la distancia del punto focal, del disco parabólico y de los brazos de soporte de la bocina de alimentación. Estos factores son más o menos los que determinan la altura del



**Figura 7.8. Diagrama general de la radiación de una antena. Obsérvese que la anchura del haz de la antena se encuentra normalmente definida entre los puntos de potencia mitad (50% o  $-3$  dB). Si el objetivo es muy reflectivo, se observa potencia emitida y recibida en los laterales del lóbulo principal, y en otros lóbulos laterales.**

primer lóbulo secundario (marcada) y suele utilizarse para medir la calidad de la antena. Reducir o desplazar este lóbulo en azimut moviendo la bocina de alimentación provoca o bien un ensanchamiento del haz o bien una pérdida de potencia.

La intensidad de esos ecos parásitos es inversamente proporcional a la longitud de onda (Skolnik, 1970 y 1990), en tanto que la energía retrodispersada por la lluvia es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda. Por consiguiente, cuanto más corta es la longitud de onda, menos afectado resulta un radar por los ecos parásitos terrestres. Para estimar la precipitación deben eliminarse los ecos parásitos terrestres; sin embargo, los ecos parásitos pueden utilizarse para medir la humedad (Fabry, 2004). Los objetos puntuales, como los aviones, pueden eliminarse si están aislados suprimiendo los ecos que ocupan un solo volumen de resolución del radar. Los objetivos meteorológicos se distribuyen en varios volúmenes de resolución. Los objetos puntuales se pueden suprimir durante la fase de procesamiento de datos. En cambio, con esta técnica, que depende de la intensidad relativa del objeto, no es posible eliminar objetos puntuales, como los ecos de aviones, que están embebidos entre los ecos de las precipitaciones.

Para eliminar los ecos parásitos terrestres, una idea atractiva, desde el punto de vista teórico, es utilizar mapas de ecos parásitos. Los patrones de ecos radar en ausencia de precipitación se usan para generar un mapa de ecos parásitos que se sustrae del patrón obtenido cuando hay precipitación. El problema de esta técnica es que el patrón de los ecos parásitos terrestres cambia con el tiempo, principalmente debido a cambios en las condiciones meteorológicas; un ejemplo característico son los ecos causados por una propagación anómala, que suelen durar varias horas y luego desaparecen. Pequeñas modificaciones en el medio ambiente originan ligeras fluctuaciones en el patrón de los ecos terrestres, que dan lugar a confusión al utilizar mapas de ecos parásitos. Mediante técnicas de adaptación (Joss y Lee, 1993) se trata de determinar el patrón de los ecos parásitos de forma dinámica para tener en cuenta las fluctuaciones a corto plazo, pero estas técnicas no son suficientemente precisas para utilizarlas de forma exclusiva.

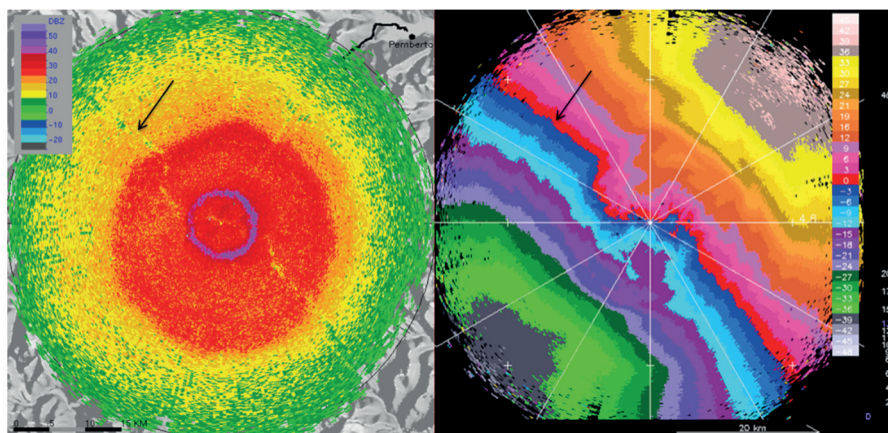
En las técnicas de tratamiento Doppler se procura eliminar los ecos parásitos del eco meteorológico desde la perspectiva del procesamiento de la señal. Se parte de la hipótesis fundamental de que el eco parásito tiene poca anchura espectral y es estacionario. Sin embargo, para cumplir con estos primeros criterios hay que recoger y procesar un número suficiente de pulsos con objeto de disponer de bastante resolución espectral para poder distinguir el eco meteorológico del eco parásito. También se requiere un intervalo de Nyquist relativamente grande para poder visualizar el eco meteorológico (véase la figura 7.6). En general, la anchura espectral del eco parásito terrestre es muy inferior a  $0,5 \text{ m s}^{-1}$ , en tanto que la anchura espectral

del eco meteorológico es superior a  $1 \text{ m s}^{-1}$ . Por lo tanto, se requiere un intervalo de Nyquist del orden de  $8 \text{ m s}^{-1}$ . El eco parásito es generalmente estacionario y se identifica en el espectro gracias a un pico estrecho a velocidad nula en la representación espectral (véase la figura 7.6). Ese pico tiene una anchura limitada porque los objetos que originan el eco terrestre, por ejemplo árboles agitados, presentan cierto movimiento.

El procesamiento de datos en el tiempo para suprimir la componente de velocidad nula de una secuencia finita se realiza con filtros digitales de paso alto. Para eliminar los parásitos con un filtro digital, hay que ajustar una anchura y profundidad y mantenerlas fijas durante todo el dominio de la exploración. Es inevitable que se produzcan desajustes a medida que los ecos parásitos cambian (Zrnić y Hamidi, 1981). Un procesamiento espectral flexible (la transformada de Fourier) detecta el eco parásito terrestre, determina de forma heurística el eco parásito y resta la potencia del eco parásito terrestre de la potencia total, permitiendo así separar el eco parásito terrestre de los ecos meteorológicos, incluso aunque estén superpuestos (Passarelli y otros, 1981; Crozier y otros, 1991; figura 7.7). Puede resultar difícil separar los ecos meteorológicos de los ecos parásitos cuando el eco meteorológico es estrecho (como en las situaciones de nevadas débiles) y la velocidad Doppler media es casi nula. En esta situación, puede resultar eliminado demasiado eco meteorológico. Cuando el espectro del eco meteorológico es estrecho, como en el caso de la nieve o la llovizna, el filtro de ranura en cero no consigue distinguir el eco meteorológico del eco parásito terrestre. Ese es especialmente el caso cuando la antena gira rápidamente haciendo que el espectro del eco parásito terrestre se amplíe, y cuando la velocidad radial media del fenómeno meteorológico es casi nula. Se suprime demasiada potencia, lo que da lugar a un filtrado anómalo de la reflectividad (figura 7.9, imagen izquierda). La flecha indica el momento en que el eco filtrado corresponde a la línea de velocidad nula en la imagen de velocidad radial (figura 7.9, imagen derecha). Este es un inconveniente menor del filtrado Doppler de banda estrecha.

Para mejorar la detección del eco parásito terrestre es preciso contar con mejores técnicas que permitan determinarlo (procesamiento adaptado al modelo gaussiano), así como con técnicas para emplear la textura de los datos (varianza de la reflectividad) asociada a los ecos parásitos antes de aplicarles el filtro (Hubbert y otros, 2009a; Hubbert y otros, 2009b). Los sistemas sin Doppler podrían utilizar esas técnicas de textura para eliminar los ecos parásitos de terrestres y la propagación anómala de los ecos.

Otro método, denominado eliminación de microparásitos, se basa en la observación de que las estructuras que contribuyen al eco parásito terrestre son de una escala muy pequeña (inferior a, por ejemplo, unos 100 m). El muestreo de la distancia se hace con una resolución muy fina (inferior a 100 m), y el eco parásito se detecta utilizando la reflectividad y el procesamiento de la señal Doppler. La media de las distancias (con una resolución final de 1 km) se realiza con



**Figura 7.9.** El filtro de ranura a la señal Doppler puede eliminar demasiado cuando el espectro Doppler del eco meteorológico es estrecho y próximo a la velocidad Doppler nula (véase la flecha). Este problema es menor en comparación con las demás interferencias ilustradas en la figura 7.2.

células de distancia exentas de ecos parásitos. La finalidad es detectar las células de distancia caracterizadas por el eco parásito y descartarlas, en vez de corregir esos ecos (Joss y Lee, 1993; Lee y otros, 1995). Esta técnica difiere radicalmente de las tratadas con anterioridad; queda por ver si será eficaz en todos los casos, en particular en situaciones de propagación anómala, en las que el eco parásito está generalizado.

Con el radar de polarización también se pueden identificar los ecos parásitos terrestres, dado que estos últimos tienen características polarimétricas diferentes en comparación con la precipitación. Asimismo, pueden detectarse otros tipos de ecos parásitos terrestres.

Los ecos parásitos pueden reducirse eligiendo cuidadosamente el emplazamiento del radar (véase más adelante). Los radares utilizados en la vigilancia de largo alcance, por ejemplo para seguir los ciclones tropicales, o situados en una red muy dispersa, se instalan habitualmente en la cima de colinas, para ampliar el alcance útil, y de ahí que puedan captar numerosos ecos parásitos. Una técnica de eliminación sencilla es proceder a una exploración automática a varias alturas, y descartar los datos correspondientes a las distancias más cortas para elevaciones bajas, donde se encuentra la mayoría de los ecos parásitos. Cuando se procesan datos de radares para obtener productos de indicador de posición a altitud constante (CAPPI), los datos correspondientes a elevaciones bajas en distancias cortas se eliminan automáticamente (Marshall y Ballantyne, 1978). La figura 7.4 muestra una secuencia geométrica de barrido propuesta por Marshall y Ballantyne (1978) que está optimizada para productos en altura constante, como los productos CAPPI y los topes de eco.

#### 7.5.4 Resolver el dilema Doppler

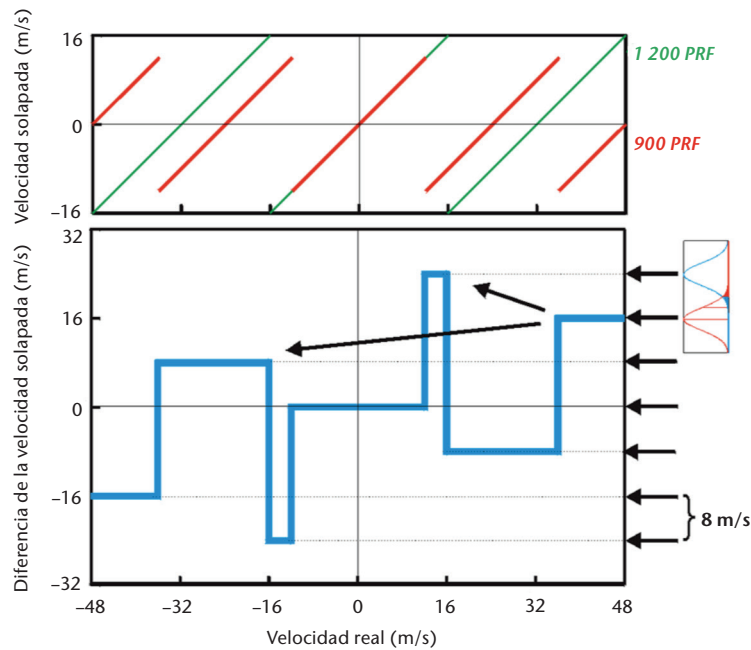
El intervalo de Nyquist y el muestreo definen la calidad de las estimaciones de la velocidad Doppler. El intervalo de Nyquist ( $\pm 180^\circ$ ) ha de ser suficientemente amplio para abarcar el espectro del eco meteorológico. El eco meteorológico suele tener una anchura de entre 4 y 6  $\text{m s}^{-1}$  y, por lo tanto, el intervalo de Nyquist debe al menos duplicar esa anchura. Las colas del espectro pueden solaparse, pero si la señal es fuerte, aún se puede estimar la velocidad media.

Con el fin de proporcionar una estimación de la velocidad estable desde el punto de vista estadístico, hacen falta entre 20 y 30 muestras. Estas muestras tienen que correlacionarse, de modo que tienen que tomarse rápidamente. Hay que tener en cuenta que en el caso de la reflectividad no hace falta tanta rapidez y, en teoría, es posible estimar la velocidad con relaciones señal-ruido más bajas (señal más débil) que con reflectividad, y en un intervalo de tiempo menor.

Para detectar retornos a diversas distancias del radar, se muestrean periódicamente los ecos, en general cada microsegundo, con objeto de obtener información sobre cada 150 m de distancia. Ese muestreo puede proseguirse hasta que se transmita el pulso siguiente (al cabo de aproximadamente 1 ms). Un punto muestreado en el tiempo (correspondiente a una distancia con relación al radar) se denomina puerta de distancia. El intervalo entre pulsos transmitidos define el alcance máximo sin ambigüedad. La longitud de onda combinada con los intervalos de transmisión define la velocidad máxima sin ambigüedad. En cuanto a las longitudes de onda de los radares meteorológicos y los escenarios meteorológicos, estos máximos son contradictorios y a este fenómeno se le denomina dilema Doppler, ya que el aumento de uno da lugar a la disminución del otro. Esto se ilustra en la figura 7.5. Por lo tanto, un problema fundamental en la utilización práctica de cualquier radar Doppler de pulsos es mitigar los efectos de la limitación del alcance y de la velocidad.

Entre las técnicas utilizadas para mitigar la limitación de la velocidad o para suprimir la ambigüedad de las velocidades figuran las de frecuencia de repetición de los pulsos (Doviak y Zrnić, 1993; Crozier y otros, 1991) y las técnicas de continuidad (Eilts y Smith, 1990). En las primeras, se reúnen las estimaciones de la velocidad radial en dos o más frecuencias de repetición de los pulsos diferentes con distintas velocidades máximas sin ambigüedad, y se combinan para obtener una nueva estimación de la velocidad radial para una velocidad sin ambigüedad ampliada. Por ejemplo, un radar de banda C que utilice una frecuencia de repetición de los pulsos de 1 200 y 900 Hz tiene velocidades sin ambigüedad nominales de 16 y





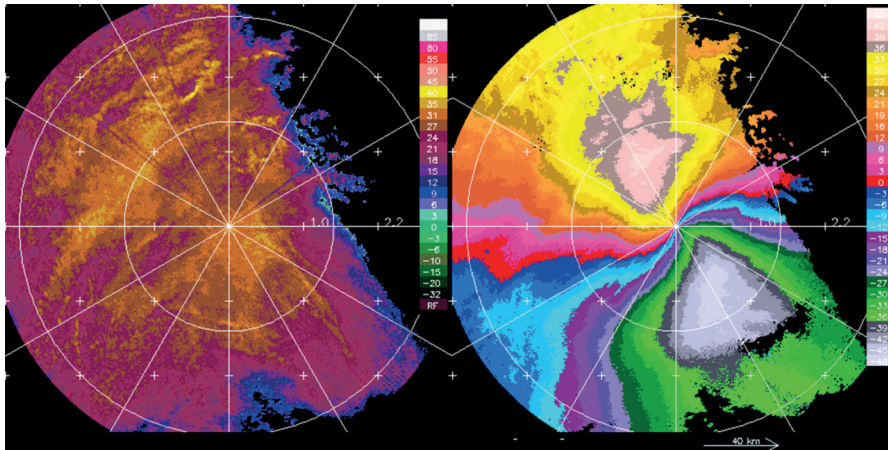
**Figura 7.10.** Ejemplo de un radar de banda C con una frecuencia de pulsos de 900 y 1 200  $s^{-1}$  con velocidades de Nyquist sin ambigüedad de 12 y 16  $m s^{-1}$ , respectivamente. La técnica se basa en la diferencia entre las velocidades radiales medidas (ordenadas en la imagen inferior) para determinar el número de solapamiento (abscisas en la imagen inferior) y utilizar este con la correspondiente velocidad radial medida para estimar la velocidad radial real.

12  $m s^{-1}$ , respectivamente. La magnitud de la ambigüedad puede deducirse de la diferencia entre las estimaciones de las dos velocidades necesarias para suprimir la ambigüedad hasta un intervalo de velocidad ampliada de  $\pm 48 m s^{-1}$ . En la figura 7.10 se muestra la capacidad de la técnica de doble frecuencia de repetición de los pulsos para ampliar la velocidad sin ambigüedad. En el gráfico superior se indica lo que el radar Doppler puede medir en función de la velocidad radial real (de  $-48$  a  $48 m s^{-1}$ ). En este ejemplo, la frecuencia de repetición de los pulsos se sitúa en la relación 4:3; otras relaciones, como 7:5 y 3:2, son posibles. En el gráfico inferior se indica la única diferencia en la medición de las velocidades Doppler en función de la velocidad radial real. A partir de esa diferencia se puede determinar el número de solapamiento y obtener la velocidad real. El límite queda determinado por la velocidad de Nyquist sin ambigüedad y su relación. Este límite se denomina velocidad de Nyquist ampliada y, en este caso, es de  $48 m s^{-1}$ . En la figura 7.11 se muestra un ejemplo de los resultados obtenidos mediante esta técnica.

Habitualmente se usan relaciones de frecuencia de repetición de los pulsos de 5:4, 4:3 o 3:2. Se suele utilizar la velocidad máxima sin ambigüedad de  $16 m s^{-1}$ , aunque no sea estrictamente obligatorio. Unas velocidades más bajas darían lugar a mayores alcances máximos. La diferencia que se observa al utilizar diferentes relaciones es que la varianza de la velocidad media hace que la hipótesis de velocidad uniforme no sea válida y aparezcan errores de frecuencia de repetición de los pulsos (Joe y May, 2003).

Las técnicas de continuidad se basan en la existencia de un eco suficiente para discernir ambigüedades en las velocidades y corregirlas, suponiendo la continuidad de la velocidad (no hay discontinuidades de más de  $2V_{m\acute{a}x}$ ). El número de solapamiento se determina empezando en la línea de cero, y cuando se observa una discontinuidad de un intervalo de Nyquist, el número de solapamiento se incrementa o decremента y el intervalo de Nyquist se suma o se resta.

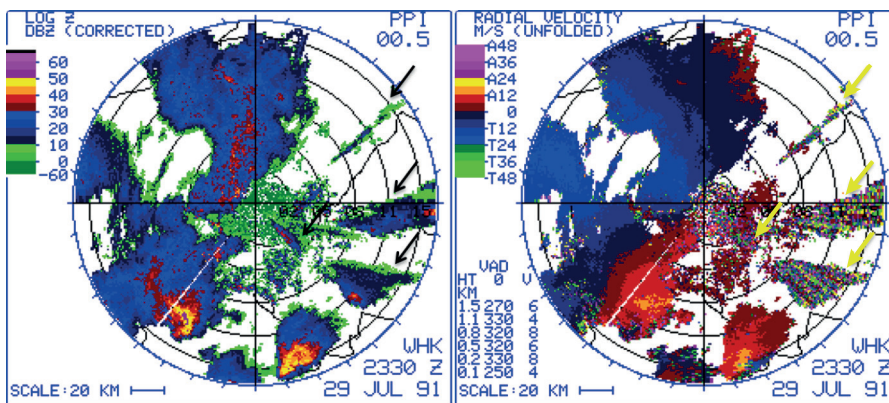
El segundo problema fundamental es la limitación del alcance que supone la utilización de frecuencias de repetición de los pulsos elevadas (superiores a unos 1 000 Hz). Por encima del alcance máximo, la ambigüedad devuelve los ecos al alcance primario. En el caso de radares con transmisores coherentes (por ejemplo, sistemas de klistrón o estado sólido), los ecos aparecerán



**Figura 7.11.** Esta figura ilustra la necesidad y la capacidad de un radar de banda C de aumentar la velocidad hasta al menos  $48 \text{ m s}^{-1}$ . Este es el caso de un huracán en transición a un ciclón extratropical con velocidades que se sitúan cerca de los  $48 \text{ m s}^{-1}$ . En esta situación, la hipótesis de la técnica de la doble frecuencia de repetición de los pulsos (las dos estimaciones a diferentes frecuencias de repetición de los pulsos corresponden a la misma velocidad radial) se cumple, y el resultado tiene poco ruido (imagen derecha, compárese con la figura 7.20).

en el alcance primario. En el caso de sistemas de recepción coherente, los ecos de segunda traza aparecerán en forma de ruido (Joe y otros, 1995; Passarelli y otros, 1981; figura 7.12). En lo referente al segundo sistema, el ruido se debe a las fases transmitidas de forma aleatoria. Los radares Doppler, con el corto alcance de su intervalo de Nyquist, están contaminados con ecos de segunda traza, independientemente de que sean o no de recepción coherente (magnetron) o de transmisión coherente (klistron). En la figura 7.12, obtenida de un radar de magnetron de banda C, los ecos de segunda traza se ven como ecos en forma de cuña aguda en la reflectividad (flechas negras), lo que puede utilizarse para su detección. En el campo de velocidad radial, los datos tienen mucho ruido (flechas amarillas), lo que puede utilizarse durante el procesamiento de las señales para eliminarlo, ya que el espectro Doppler es muy ancho e incrementa el nivel de ruido. Si estos datos procedieran de un radar klistron, la velocidad radial aparecería como un dato coherente.

Las técnicas de codificación de fase han sido desarrolladas para distinguir los ecos de segunda traza de los radares Doppler de recepción coherente. Se puede procesar el pulso presente a partir del eco de primera traza, y el anterior a partir del eco de segunda traza. Esto se denomina procesamiento de la fase aleatoria. Este método resulta eficaz cuando la sensibilidad del radar es buena (baja), ya que se puede detectar el eco de segunda traza por encima del ruido, y cuando



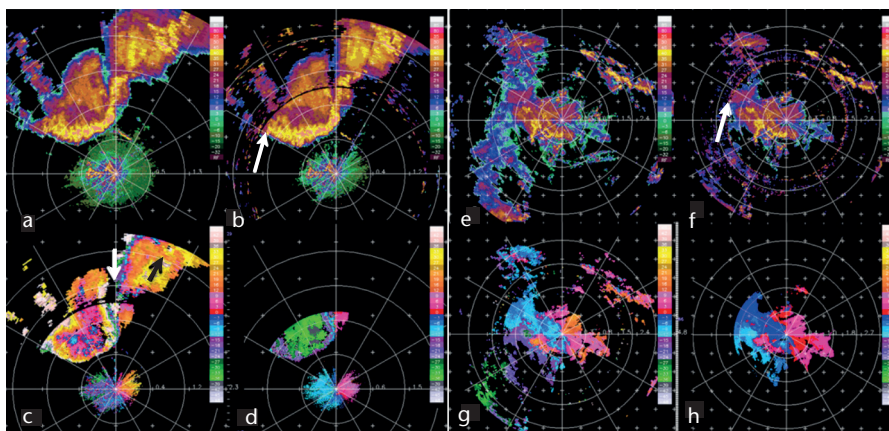
**Figura 7.12.** Ejemplo de ecos de segunda traza de reflectividad (izquierda) y de velocidad radial (derecha) para un radar de magnetron



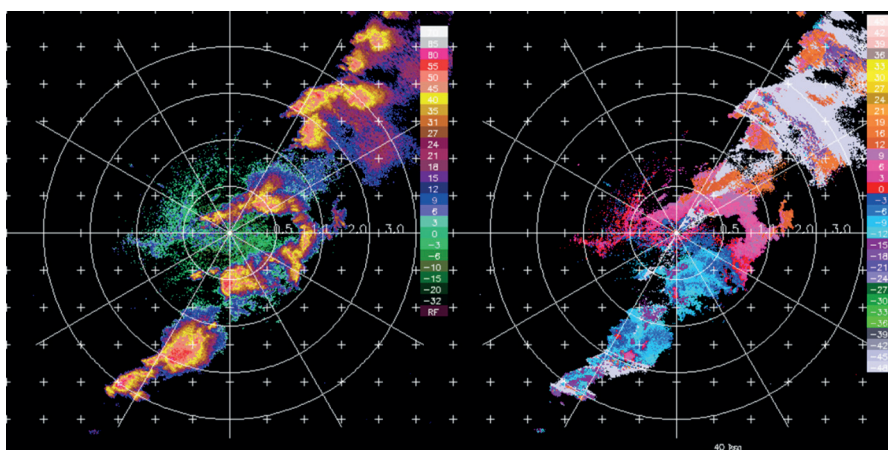
la estabilidad de fase es buena (baja), de modo que la fase o la velocidad pueden recuperarse a distancias largas. En lo que se refiere a los transmisores coherentes, se puede generar una secuencia pseudoaleatoria. Sin embargo, lo más adecuado es modular la fase de una forma conocida para separar con precisión la primera traza de la segunda. Frush y otros (2002) desarrollaron esta técnica para los sistemas de klistrón.

En el caso de los sistemas de recepción coherente (por ejemplo, el magnetrón), la variación de fase es implícitamente aleatoria. En un sistema de transmisión coherente (como el klistrón), el modulador impone la variación de fase de forma controlada. Un ejemplo es la modulación de fase SZ-2 que utiliza el sistema estadounidense WSR-88D. Los dos ejemplos de la figura 7.13 (imágenes a) a d) y e) a h)) ilustran los beneficios y las limitaciones de la técnica de fase aleatoria. Las imágenes 7.13 a) y 7.13 e) han sido tomadas con una frecuencia de repetición de los pulsos reducida y representan la "realidad". Las imágenes 7.13 b) y 7.13 f) se obtuvieron con la técnica de fase aleatoria. Una línea blanca indica la demarcación del límite entre la primera y la segunda traza. La diferencia se debe a que el receptor está apagado mientras se transmite el pulso. En las imágenes 7.13 a) a d), una línea de turbonada todavía no ha alcanzado el radar. Los ecos cercanos al radar son débiles en comparación con los que se observan a gran distancia, y la técnica funciona bien, ya que se ha recuperado casi la totalidad de la segunda traza (compárese la imagen 7.13 a) con la 7.13 b)). En las imágenes 7.13 e) a h), parte del sistema de precipitación ha alcanzado el radar y, por lo tanto, se registran ecos relativamente fuertes cerca del radar respecto de los que se observan a gran distancia, y la técnica funciona menos bien, ya que se registra un volumen considerable de ecos de segunda traza que no se aprovecha (compárese la figura 7.13 e) con la 7.13 f)). En el caso de la aplicación de esta técnica, solo pueden procesarse datos de frecuencia de repetición de los pulsos única y el Nyquist es de  $16 \text{ m s}^{-1}$  (imágenes 7.13 c) y 7.13 g)). En las imágenes 7.13 d) y 7.13 h), se muestran los datos de doble frecuencia de repetición de los pulsos con un alcance de Nyquist ampliado de  $48 \text{ m s}^{-1}$ . Aunque esté solapado, un analista entrenado puede interpretar y utilizar de manera efectiva un dato aislado de frecuencia de repetición de los pulsos. Por ejemplo, en la imagen 7.13 c) puede observarse un "vórtice de borde" (flechas blanca y negra). Las correspondientes imágenes de reflectividad representan las partes interiores (primera traza) de las imágenes 7.13 b) y 7.13 f). Un aspecto importante del procesamiento de la fase aleatoria es que la primera traza proporcionará datos de mayor calidad al filtrarse los efectos del eco de segunda traza.

Una técnica anterior utilizaba un barrido de observación de baja frecuencia de repetición de los pulsos para determinar la localización del eco de reflectividad. En este caso, cuando se registran ecos superpuestos en el alcance menor del modo Doppler, la potencia y velocidad del eco se asignan a la localización de mayor potencia (figura 7.14). Esto funciona si la potencia es significativamente diferente ( $> 5 \text{ dB}$ ). Para localizar el eco de reflectividad, se utiliza un barrido de observación de gran alcance y para medir la velocidad Doppler o radial, se utiliza un barrido



**Figura 7.13.** Ejemplo de ampliación de distancia de fase aleatoria. El ejemplo de la izquierda (imágenes a) a d)) muestra la situación en que el eco de primera traza es débil y se puede recuperar gran parte del eco de segunda traza. En el ejemplo de la derecha (e) a h)) se observa un importante eco de primera traza que impide recuperar el de segunda traza.



**Figura 7.14.** Cuando no se dispone del procesamiento avanzado de codificación de fase, se utilizan múltiples técnicas de frecuencia de repetición de los pulsos para recuperar los ecos de segunda traza. Para localizar el eco de reflectividad se utilizan exploraciones de baja frecuencia de repetición de los pulsos y de largo alcance. Para medir la velocidad radial se utilizan exploraciones de alta frecuencia de repetición de los pulsos y de corto alcance. La velocidad radial se asigna a la célula de distancia de mayor potencia.

Doppler de alcance corto. La velocidad radial se asigna al eco de reflectividad de mayor potencia. Si las potencias están separadas por menos de 5 dB una de otra, la técnica no funciona bien y los datos relativos a la velocidad radial no se pueden deducir y se designan como de solapamiento de distancia. En la figura 7.14 están indicados en blanco. En algunos gráficos de color estos ecos están representados en color púrpura, y por eso se habla habitualmente de “calima púrpura”.

Pueden utilizarse varias técnicas que combinan múltiples frecuencias de repetición de los pulsos y diferentes fases para mitigar ambos problemas al mismo tiempo (OMM, 2012; Yamauchi y otros, 2013).

## 7.6 OPTIMIZACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DEL RADAR

### 7.6.1 Elección del radar

El radar es un sistema de observación muy eficaz. Sin embargo, la aplicación, la climatología, el entorno local (bloqueo) y el diseño de redes determinan la efectividad de un radar o sistema de radar en particular. Toda decisión sobre radares supone una solución de compromiso. No puede concebirse un único radar que logre la máxima eficacia en todas las aplicaciones. Se pueden elegir sus características para optimizar la capacidad de adaptación a una o varias aplicaciones, por ejemplo la detección de tornados o de turbonadas de nieve, pero no se adaptará a todas las aplicaciones (en comparación con la vigilancia de largo alcance). El costo es un aspecto importante. Gran parte de la interdependencia puede atribuirse a la ecuación del alcance del radar.

Una consideración importante es el diseño de las redes de radares y su aplicación. Se recomiendan los radares de banda X para varias aplicaciones locales, en las que se requiere un alcance del orden de 50 km o menos, y en las que la detección de niveles bajos es fundamental, como en el caso de turbonada de nieve a niveles bajos, detección de tornados, detección de microrráfagas, terreno accidentado (montañoso), hidrología urbana y probablemente la mitigación de las interferencias que provocan las turbinas eólicas. El objetivo original de estas redes era la detección adaptativa de la atmósfera para aplicaciones múltiples, desde la meteorología hasta el control de tránsito aéreo. Este se consigue conjuntamente con sistemas de antenas en fase que tienen agilidad de orientación y pueden explorar de modo cooperativo

(McLaughlin y otros, 2009). Un aspecto innovador de esta tecnología es que los sistemas de antenas en fase tienen pocas necesidades en materia de infraestructura y pueden montarse en la parte lateral de una edificación o de una torre ya construida.

### 7.6.2 Longitud de onda y anchura del haz

Cuanto más larga es la longitud de onda, más costará el sistema radar, particularmente por lo que se refiere a la antena para aberturas angulares del haz (es decir, la resolución). Esto se debe a una mayor cantidad de material, pero también a la dificultad para ajustarse a las tolerancias en los casos de mayor tamaño. En las bandas utilizadas en los radares meteorológicos (S, C y X), la sensibilidad o capacidad del radar para detectar un objetivo depende mucho de la longitud de onda. Sin embargo, esta dependencia se mitiga de forma pragmática mediante la potencia de transmisión. También está muy relacionada con el tamaño de la antena, que tiene repercusiones en la ganancia, la anchura del haz y el relleno del haz. Ya se utilizan radares con longitudes de onda más cortas (35 GHz y 94 GHz) para aplicaciones especiales, como la detección de niebla o nubes, o desde plataformas espaciales para la medición de las nubes o de la precipitación (por ejemplo, la Misión de medición de lluvias tropicales (TRMM); las misiones mundiales de medición de la precipitación; CloudSat; y el satélite explorador de nubes, aerosoles y radiación de la atmósfera terrestre (EarthCARE)).

Las consideraciones sobre el intervalo Doppler en una red de radares tienen grandes repercusiones en la longitud de onda elegida. Para una misma velocidad de Nyquist, una banda S tendrá un alcance de Nyquist dos veces mayor que la de un radar de banda C y, por lo tanto, tendrá un gran impacto en la cobertura sin ambigüedad. Este efecto puede mitigarse mediante las técnicas de ampliación de la velocidad y del alcance analizadas anteriormente.

Los rayos del radar resultan atenuados sobre todo por la lluvia, menos por la nieve y el hielo, y menos aún por las nubes y los gases atmosféricos. La mayoría de las veces, la atenuación en la banda S es relativamente débil. A pesar de su costo, la banda S es esencial para penetrar en las grandísimas reflectividades de las latitudes medias y subtropicales en el caso de tormentas severas acompañadas de granizo húmedo. La atenuación en los radares que funcionan en la banda X puede ser fuerte en cortas distancias.

El gran inconveniente es que con longitudes de onda pequeñas aumenta mucho la atenuación. Queda por ver si las técnicas de doble polarización  $K_{DP}$  pueden compensar la atenuación hasta que se produce la atenuación total (que es muy poco frecuente) y si se justifica ignorar la atenuación en la banda S. Si las técnicas  $K_{DP}$  resultan ser más adecuadas para estimar la precipitación que las técnicas de reflectividad, cuanto más corta sea la longitud de onda, más sensible será a la atenuación y puede, por lo tanto, ser más efectiva.

Puede que la señal de radar se pierda totalmente en las bandas C y X, en particular si el radar está mojado. A pesar de que esto pueda parecer desastroso, la cuestión fundamental es si la pérdida de señal (habitualmente de decenas de minutos para la propagación de tormentas) comporta que no se detecten avisos de tormentas importantes o de crecidas repentinas. La experiencia indica que los avisos normalmente ya han sido emitidos, y que la pérdida de uno o dos puntos de medición con objetivos hidrológicos no suele ser una situación devastadora.

### 7.6.3 Transmisores y potencia de transmisión

La capacidad de detección de objetivos está directamente relacionada con el pico de potencia del pulso emitido por el radar. Sin embargo, en la práctica, la potencia de transmisión es limitada a causa de la tecnología de los tubos de potencia. Un aumento ilimitado de potencia no es el medio más eficaz para aumentar la capacidad de detección de objetivos. Por ejemplo, duplicando la potencia solo aumenta la sensibilidad del sistema en 3 dB. Desde el punto de vista técnico, la máxima potencia de emisión posible aumenta con la longitud de onda y con la anchura del pulso. Las mejoras del muestreo, de la sensibilidad del receptor, de la ganancia de la antena, de la anchura del pulso o la elección adecuada de la longitud de onda, pueden ser los mejores medios para aumentar la capacidad de detección.

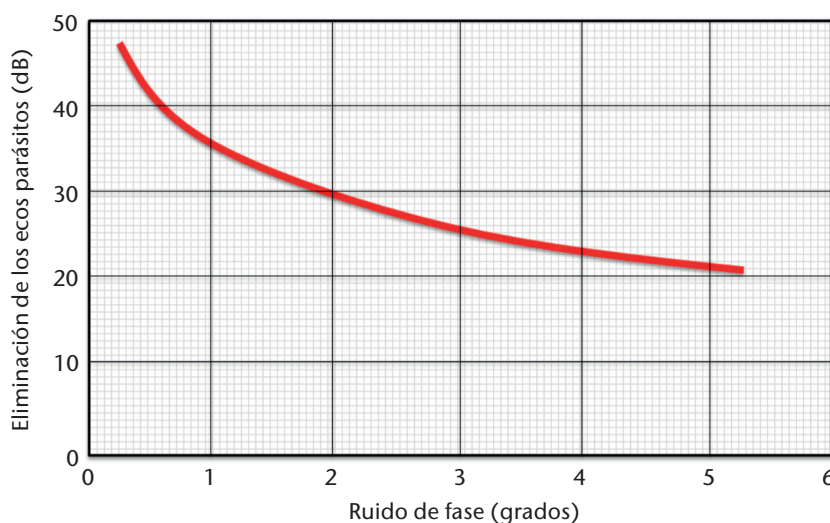
Normalmente, las fuentes de potencia están constituidas por magnetrones y klistrones. Los magnetrones son menos costosos, pero tienen frecuencias menos estables. Numerosos radares Doppler se basan actualmente en magnetrones. Con los magnetrones coaxiales y la tecnología digital, el ruido de fase de estos sistemas puede compararse con el de los sistemas de klistrón. Un ruido de fase más reducido da lugar a una mayor capacidad de eliminación de los ecos parásitos terrestres (figura 7.15). Un ruido de fase de menos de  $0,5^\circ$  representa el nivel de rendimiento mínimo de los radares modernos. En las longitudes de onda utilizadas normalmente, los radares convencionales deberían detectar las intensidades de precipitación del orden de  $0,1 \text{ mm h}^{-1}$  a 200 km, y tener un pico de potencia en la emisión del orden de 250 kW y 1 000 kW, o más, en las bandas C y S, respectivamente.

Los transmisores de estado sólido se utilizan operativamente desde hace poco. Tienen la ventaja de requerir poco mantenimiento al contar con la gran fiabilidad de la tecnología de estado sólido y con una excelente estabilidad de fase y estabilidad electrónica para las mediciones de doble polarización. Los transmisores de estado sólido son normalmente de poca potencia y necesitan múltiples pulsos de gran longitud y compresión de pulsos para alcanzar las sensibilidades requeridas. Son una combinación de onda continua de pulso y de frecuencia modulada. Los lóbulos secundarios representan un problema en lo referente a los sistemas de modulación de compresión de pulsos y está por ver si son relevantes en las aplicaciones meteorológicas.

#### 7.6.4 Duración del pulso

La duración del pulso determina la potencia de resolución del objetivo dentro del alcance del radar. La resolución en alcance o la capacidad de un radar para distinguir dos objetivos discretos es proporcional a la mitad de la longitud del pulso en el espacio. Para la mayoría de los klistrones y magnetrones, la relación máxima de anchura del pulso con la frecuencia de repetición de los pulsos es de aproximadamente 0,001. La duración normal de los pulsos se sitúa en el intervalo de  $0,3$  a  $4 \mu\text{s}$ . Una duración de pulso de  $2 \mu\text{s}$  tiene una potencia de resolución de 300 m, y una duración de  $0,5 \mu\text{s}$ , de 75 m.

Suponiendo que el objetivo llene totalmente el volumen del pulso, si se duplica la duración del pulso, aumenta la sensibilidad efectiva del radar en 6 dB, pero disminuye su resolución; si se reduce la duración del pulso, disminuye la sensibilidad y aumenta su resolución. La menor duración del pulso permite tomar muestras más independientes del objetivo dentro del alcance y la posibilidad de mejorar la exactitud de la estimación.



**Figura 7.15.** La coherencia (ruido de fase) es una medida de calidad del radar Doppler y está directamente relacionada con la capacidad de eliminar los ecos parásitos terrestres y recuperar los ecos de segunda traza mediante el uso de técnicas de codificación de fase.



### 7.6.5 Frecuencia de repetición de los pulsos

La frecuencia de repetición de los pulsos debería ser la más alta posible para conseguir el máximo número de mediciones del objetivo por unidad de tiempo. Una de las razones fundamentales para limitar la frecuencia de repetición de los pulsos es la detección no deseada de ecos de segunda traza. La mayoría de los radares de reflectividad tienen alcances sin ambigüedad superiores al alcance útil de la observación meteorológica por radar. Una importante limitación para el alcance útil de los objetivos meteorológicos es la considerable altura del haz con respecto al suelo, incluso a distancias de 250 km.

En los sistemas de radar Doppler, las frecuencias de repetición de los pulsos elevadas ( $\sim 1\ 200\ s^{-1}$ ) se utilizan para aumentar el límite de medición de la velocidad Doppler sin ambigüedad. Esto produce el dilema Doppler, en que hay una relación de compensación entre el alcance máximo y la velocidad máxima. El factor de frecuencia de repetición de los pulsos no es una consideración de costo importante, pero influye mucho en el rendimiento del sistema. En resumen, las frecuencias de repetición de los pulsos elevadas son adecuadas para aumentar el número de muestras medidas y la velocidad máxima no ambigua que puede medirse, y también para lograr velocidades de exploración admisibles más altas. Las frecuencias de repetición de los pulsos reducidas ( $\sim 300\ s^{-1}$ ) son adecuadas para aumentar el alcance máximo sin ambigüedad que puede ser medida, y proporcionar un ciclo de trabajo más bajo.

### 7.6.6 El subsistema de la antena

Los radares meteorológicos utilizan normalmente una antena con una fuente de radiación de tipo bocina y con un reflector parabólico para producir un haz cónico estrecho. Tres importantes factores que deben considerarse son la abertura angular del haz (resolución angular), la ganancia de potencia y los lóbulos secundarios. En los radares meteorológicos comunes, el tamaño de la antena aumenta cuando la longitud de onda es mayor, para una anchura del haz fija, y cuando el haz requerido es más estrecho. El objetivo habitual de la anchura del haz de una antena de radar meteorológico es  $1^\circ$ , si bien esta cifra no representa ningún valor especial.

En el ámbito de la investigación se está estudiando la tecnología de los sistemas de antenas en fase y, en la actualidad, ya existen en el mercado en la banda X a un precio asequible. Estas antenas están formadas por elementos radiantes de fase controlable que conforman el haz. Se pueden desarrollar estrategias de exploración dependientes o con un objetivo determinado, de modo que la exploración rápida o las necesidades de datos de alta calidad se puedan satisfacer de forma simultánea en teoría, si bien, en la práctica, esto aún está por demostrar. La eliminación de los ecos parásitos terrestres puede ser más pronunciada, dado que estos sistemas no realizan una exploración, si no que en esencia están orientados de forma temporal a cada dirección, por lo que la dispersión del haz del eco parásito terrestre no se produce.

### Tamaño de la antena y anchura del haz

Normalmente, los radares meteorológicos tienen aberturas angulares comprendidas entre  $0,5^\circ$  y  $2,0^\circ$ . Para un haz de  $0,5^\circ$  y  $1,0^\circ$  en una longitud de onda en la banda C, el diámetro del reflector de la antena es de al menos 7,1 m y 3,6 m, respectivamente, y en la banda S, de 14,3 m y 7,2 m. El costo del sistema de antena y del pedestal experimenta un incremento muy superior al lineal con el tamaño del reflector. También hay un límite técnico y de costo. Además, hay que elegir debidamente la torre que pueda soportar el peso de la antena.

La elección de un haz estrecho para obtener la máxima resolución y para mejorar la posibilidad de que el haz contenga todo el objetivo es particularmente esencial para grandes distancias. Para un haz de  $0,5^\circ$ , la abertura del haz acimutal (y vertical) a distancias de 50, 100 y 200 km es de 0,4, 0,9 y 1,7 km, respectivamente. Para un haz de  $1,0^\circ$ , las aberturas son de 0,9, 1,7 y 3,5 km. Incluso con esos haces relativamente estrechos, la abertura angular a grandes distancias es considerable.

La ganancia de la antena es también inversamente proporcional a la anchura del haz, por lo que con haces más estrechos mejora igualmente la sensibilidad del sistema por un factor igual a la ganancia diferencial. En las estimaciones de reflectividad y precipitación se requiere alcanzar el objetivo un mínimo de veces para lograr una exactitud aceptable en las mediciones. El haz ha de tener, por lo tanto, un tiempo de permanencia adecuado sobre el objetivo operando en modo de exploración rotatorio. Por eso está limitada la velocidad de rotación de la antena. Los ciclos de exploración no pueden reducirse sin consecuencias. En las mediciones significativas de objetivos distribuidos, las partículas deben tener suficiente tiempo para volver a cambiar de posición con el fin de poder efectuar una estimación independiente. En general, los sistemas exploran a una velocidad del orden de 0,5 a 6 rpm.

La mayoría de los radares meteorológicos tienen polarización lineal, y la dirección del vector del campo eléctrico emitido es horizontal y, a veces, vertical. Las ventajas de la polarización horizontal son: a) los ecos marinos y terrestres son en general menores en el caso de la polarización horizontal; b) una menor presencia de lóbulos secundarios en el plano horizontal permite realizar mediciones más precisas en el plano vertical; y c) la retrodispersión debida a la lluvia es mayor, porque las gotas que caen son elípticas. Sin embargo, con ángulos de elevación reducidos, la mejor reflexión de las ondas de polarización horizontal en un suelo plano puede producir un efecto no deseado dependiente de la distancia.

La mayor parte de los radares de doble polarización, si no todos, emplean el modo de transmisión STAR, con la misma potencia en las dos polarizaciones lineales ortogonales (normalmente horizontal y vertical). Esto elimina la necesidad de un conmutador de alta potencia poco fiable.

#### 7.6.7 Iluminación

Los lóbulos secundarios forman parte integrante de las antenas. Estos lóbulos también incluyen los laterales de los lóbulos principales. La anchura del haz se define habitualmente entre los puntos de potencia mitad del haz principal y se observa potencia en ángulos apartados de dicho haz. La principal causa de los lóbulos secundarios es la bocina de alimentación y los brazos de soporte de la misma. Los lóbulos laterales se pueden reducir sobreiluminando el disco, pero esto produce un haz más ancho y una pérdida de sensibilidad.

En resumen, una abertura angular del haz pequeña influye en la sensibilidad, la capacidad de detección, la resolución horizontal y vertical, el alcance útil y la exactitud de medición del sistema. El inconveniente de una abertura angular pequeña es principalmente el costo. Por ello, se ha demostrado que cuanto más se reduce la anchura del haz a un precio asequible, mayor es la utilidad del radar (Crozier y otros, 1991).

#### 7.6.8 Características de los radares meteorológicos típicos

En el cuadro 7.7 figuran las características de los radares típicos utilizados en las aplicaciones meteorológicas generales.

Cuadro 7.7. Especificaciones de los radares meteorológicos típicos

Tipo	S	S	S	S	C	C	C	C	C	X
Frecuencia (GHz)	2 800-3 000	2 700-3 000	2 700-3 000	2 700-3 000	5 400-5 900	5 600-5 650	5 600-5 650	5 500-5 700	5 300-5 850	9 300-9 500
Longitud de onda (cm)	10,7	10,7	10,7	10,7	5,3	5,3	5,3	5,3	5,3	3
Pico de potencia (kW) por canal	475	850	750	20	500	1 000	250	250	12	75
Duración del pulso ( $\mu$ s)	1,57, 4,5	0,2-2,0	0,4-4,5	0,5-200	0,2-3,0	0,4-4,5	0,4-4,5		0,5-200	0,3-3,3
PRF (/s)	318-1 403, 318-452	200-2 400	250-2 000	100-20 000	200-2 400	200-2 400	250-2 000		100-20 000	250-3 000
dBZ mín. a 50 km	-28,7	-15,5		-5,5	-17,5	-19,5		-15	-5	
Señal mínima detectable, MDS (dBm)	-113	-114	-114	-114	-114	-114	-114	-115	-114	-113
Alcance dinámico del receptor (dB)		105	115	110	105	105	115	99	110	90
Diámetro de la antena (m)	8,53	8,5	8,5	8,5	4,2	4,2	4,2	4,5	4,2	2,4
Anchura del haz (grados)	1	0,95	1	0,95	0,95	0,95	1	1	0,95	1,05
Ganancia (dB)	45	45	44,5	45	45	45	44,5	45	45	44,5
Polarización	Horizontal	STAR	STAR	STAR	Doble lineal	Doble lineal	Doble lineal	Doble lineal	STAR	Doble lineal
Velocidad de rotación máx. (rpm)	6	10	6	6	10	10	8	6,7	6	6
Tipo de transmisor	Klitrón	Magnetron coaxial	Klitrón	Estado sólido	Magnetron coaxial	Klitrón	Klitrón	Magnetron coaxial	Estado sólido	Magnetron coaxial
Eliminación de ecos parásitos	50	46	55	55	46	46	55	55	55	



Como ya se ha dicho, las características y los parámetros del radar son interdependientes. Los límites técnicos de los elementos del radar y la disponibilidad de elementos fabricados son consideraciones importantes en el diseño de los sistemas radar.

Los radares de tipo Z únicamente son los radares convencionales no coherentes de pulsos utilizados durante decenios. Los radares Doppler son necesarios y agregan una nueva dimensión a las observaciones. Permiten estimar la velocidad radial. Se han concebido radares Doppler especiales para detectar mejor microrráfagas y tornados en pequeña escala en zonas muy limitadas, como en la protección de las terminales aéreas. Ya se dispone de radares de doble polarización, y las aplicaciones relativas a la calidad de los datos, la clasificación específica y la estimación cuantitativa de la predicción ya se están integrando en las operaciones, en particular en la hidrología, la predicción numérica del tiempo y los estudios sobre el cambio climático.

#### 7.6.9 Estrategia de exploración en volumen de los radares

La mayoría de los radares modernos realizan automáticamente una exploración en volumen que consiste en un número de rotaciones completas de acimut de la antena para varios ángulos de elevación. Esto se denomina estrategia de exploración y existen varias estrategias para diferentes propósitos (Marshall y Ballantyne, 1978; Brown y otros, 2005; Crum y Alberty, 1993; Germann y otros, 2006a; Seltmann y otros, 2013).

Las exploraciones para largas distancias, de 500 km o más (que dan lugar a una velocidad de Nyquist reducida), son necesarias para la vigilancia a gran distancia. Hace falta un mecanismo de actualización rápida de 5 minutos para captar la evolución de la morfología de la tormenta convectiva. En las aplicaciones para los descensos violentos del aire en la aviación, hacen falta tiempos de ciclo incluso más cortos (Michelson y otros, 1990). Los radares experimentales exploran zonas o sectores limitados con tiempos de ciclo de 1 minuto o menos (Wurman y otros, 1996). También son necesarias exploraciones lentas de bajo nivel con una larga duración de pulso para maximizar el registro de los ecos que se producen en aire claro. Una exploración lenta permitirá optimizar el filtrado Doppler de los ecos terrestres. Las técnicas de múltiples frecuencias de repetición de los pulsos se basan en la hipótesis de uniformidad de la velocidad radial y se llevan a cabo para cada dirección o exploración.

Para optimizar la estimación cuantitativa de la precipitación y también para optimizar la detección de fenómenos meteorológicos superficiales o en las capas inferiores, hay que realizar exploraciones a la menor elevación posible. Es necesaria una secuencia geométrica de los ángulos de elevación para generar productos de CAPPI o de topes de eco (Marshall y Ballantyne, 1978). Las nuevas redes de radares sincronizadas en banda X, como las que forman parte de los proyectos Detección adaptativa y colaborativa de la atmósfera (CASA) y Radar de antenas en fase multifunción (MPAR), están revolucionando el concepto de estrategia de exploración, ya que el barrido electrónico puede adaptarse al fenómeno meteorológico o a la aplicación (McLaughlin y otros, 2009; Weber y otros, 2007) y los puntos débiles pueden mitigarse con datos procedentes de radares próximos.

La calidad de los datos está relacionada con los tipos de barridos. Por ejemplo, los barridos lentos en la resolución de alto espectro para la mitigación de ecos parásitos terrestres o la prevención de la varianza de los datos, no permiten las estrategias de barrido con muchos ángulos de elevación diferentes y, por lo tanto, tienen poca resolución vertical. La calidad de los datos es un concepto difuso, puesto que, cualitativamente, se refiere a evaluaciones comparativas en términos de rapidez o resolución temporal (tiempo de ciclo), resolución espacial (acimut, distancia y elevación), desviación de los datos (de reflectividad o velocidad) y varianza de los datos. Esto es difícil de optimizar de forma objetiva, puesto que las métricas de evaluación son muy diversas y el establecimiento del número de secuencias de ángulo de elevación no es una ciencia exacta.

Hay que tener especialmente en cuenta la naturaleza del fenómeno meteorológico y en qué localización se requiere la cobertura. Por ejemplo, la secuencia de barrido de un radar situado en un valle y utilizado para aplicaciones locales de corto alcance es o puede ser muy diferente de la de un radar que se utilice para la vigilancia de largo alcance en el caso de huracanes que llegan a tierra (Joe y otros, 2014).

Aunque es conceptualmente atractivo establecer las variaciones de ángulo de elevación iguales a la anchura del haz, cambios de elevación pequeños, incluso de  $0,1^\circ$ , pueden proporcionar perspectivas sobre los datos significativamente diferentes, a causa de la naturaleza estratificada de la precipitación (nieve, banda brillante, perfiles de lluvia) y el perfil del viento.

Todos los datos polares sin tratar se almacenan en una red tridimensional (distancia, acimut, elevación) o múltiple (parámetros del radar), denominada comúnmente exploración del volumen, que sirve como fuente de los datos para el procesamiento y archivo posterior de los mismos. Pueden obtenerse diversas versiones de los datos en bruto debido al diferente tratamiento de la calidad de los datos.

### 7.6.10 Comportamiento del radar

#### Señal mínima detectable

La señal mínima detectable (MDS) es una medida del rendimiento que depende de la potencia de transmisión, el tamaño de la antena, la anchura del haz o la ganancia, la duración del pulso, la longitud de onda y otros factores. Suele definirse en unidades de potencia o en temperatura de ruido del sistema. Sin embargo, para un analista especializado en radares, la reflectividad a distancia fija proporciona una medida más intuitiva del rendimiento del radar. Es muy conveniente que haya una gran sensibilidad para detectar los ecos que se producen en aire claro y la precipitación leve, y para mejorar la recuperación de los ecos de segunda traza. En el cuadro 7.8 se presentan algunas MDS de los radares de gran rendimiento habituales.

**Cuadro 7.8. Señal mínima detectable de radares de gran rendimiento típicos**

<i>Radar</i>	<i>MDS a 50 km</i>
Z9110	-8,0 dBZ (algunos días en agosto) -10,0 dBZ (2 meses)
Z9220	-1,0 dBZ
King City CONVOL (2 $\mu$ s)	-11,0 dBZ
King City DOPVOL (0,5 $\mu$ s)	-5,0 dBZ
Twin Lakes, Oklahoma	-7,5 dBZ
Lake Charles, Luisiana	-8,5 dBZ

#### Estabilidad de fase

La estabilidad, o inestabilidad, de fase es una medida de la variación media de la fase para cada pulso. Algunos programas informáticos de ensayo de radar proporcionan esta medida a través de una línea de retardo acústico o a partir de objetivos externos. La ventaja del último método es que pone a prueba la estabilidad a diferentes distancias o tiempos de retardo, así como todos los cambios relativos al procesamiento. Una buena estabilidad de fase ( $< 0,5^\circ$ ) permite estimar mejor la velocidad, eliminar mejor los ecos parásitos terrestres y procesar mejor los ecos de segunda traza con sistemas de magnetrones.

#### Correlación de polarización cruzada y reflectividad diferencial

Una medida de la calidad de un radar de doble polarización es la correlación de polarización cruzada ( $\rho_{HV}$ ). Si el radar está apuntando hacia lluvia débil o llovizna, cuyas gotas tienen, por lo general, una forma redonda uniforme, la correlación debería estar muy cerca de 1,0. Los radares de calidad proporcionan normalmente valores de 0,995 o mejores. Esto indica que la doble polarización es muy adecuada y está bien configurada.

Si las exploraciones verticales se realizan en condiciones de estratificación, la reflectividad diferencial debería ser de 0 y no ser dependiente del acimut.

## 7.7 MANTENIMIENTO Y CALIBRACIÓN

Se podría decir que los radares son el instrumento más complejo que los servicios meteorológicos y los proveedores de servicios deben revisar y mantener. Requiere un nivel muy alto de formación y desarrollar competencias. El mantenimiento es fundamental para que el radar funcione y la calibración es esencial para asegurar la calidad de los datos. Tanto en el caso de la calibración como en el del mantenimiento de los radares, deberían seguirse los procedimientos prescritos por el fabricante. A continuación se ofrecen unas líneas generales.

### 7.7.1 Mantenimiento

Los radares modernos instalados y funcionando debidamente no deberían sufrir averías frecuentes. Algunos fabricantes señalan un tiempo medio entre fallos del orden de un año. Sin embargo, tales afirmaciones son muchas veces optimistas y para alcanzar esa media hay que realizar un mantenimiento preventivo programado. Para que el tiempo de reparación sea lo más breve posible es preciso contar con un plan de mantenimiento periódico y con suficiente personal técnico. Los fallos mecánicos y electrónicos son los más frecuentes (Sireci y otros, 2010; figura 7.16).

Cabe señalar que hay factores ajenos a los radares que pueden impedir que los usuarios obtengan los datos, como, por ejemplo, los fallos o la escasa calidad de la potencia de alimentación, o la cantidad considerable de picos o fluctuaciones en la potencia. La red eléctrica puede fallar debido a rayos o a otros motivos. Las telecomunicaciones pueden fallar. Los sistemas de aire acondicionado pueden fallar y dar lugar a la interrupción de sistemas electrónicos sensibles.

El mantenimiento preventivo debería comprender al menos un control trimestral de todas las partes del radar que puedan desgastarse, por ejemplo, engranajes, motores, ventiladores e infraestructuras. El personal local de mantenimiento debería anotar los resultados de las

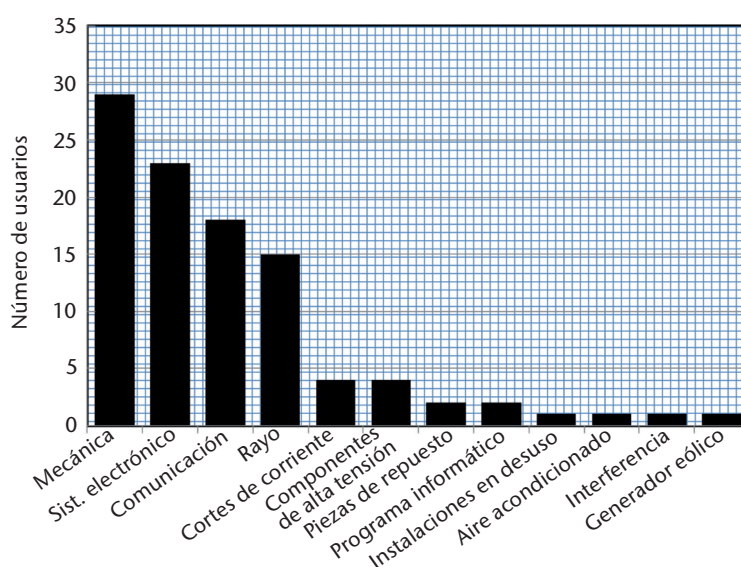


Figura 7.16. Resultados de la encuesta sobre radares meteorológicos de la OMM que muestra los principales tipos de fallos de un radar (Sireci y otros, 2010); el gráfico es cortesía de Oguzhan Sirezi, del Servicio Meteorológico Nacional de Turquía.

verificaciones en un libro de control del radar y, cuando proceda, transmitirlos al servicio central de mantenimiento. Cuando haya varios radares, se podrá disponer de un servicio centralizado de logística y de un taller de reparación. Este último recibirá las piezas averiadas de los radares, las reparará y las pasará al servicio logístico, que las almacenará como piezas de repuesto, para ser usadas cuando se necesiten. El mantenimiento de un registro básico es fundamental.

Para el mantenimiento correctivo, el servicio debería estar suficientemente provisto de:

- a) Piezas de repuesto para todos los componentes más sensibles y con un plazo de entrega largo, tales como tubos, componentes semiconductores, tarjetas, chasis, motores, engranajes, suministros de alimentación, etc. La experiencia ha demostrado que conviene asignar el 30% de la inversión inicial en radar a las piezas de repuesto esenciales en el emplazamiento del radar. Cuando haya varios radares, ese porcentaje podrá reducirse al 20% aproximadamente, con una distribución apropiada entre el mantenimiento central y local.
- b) Equipo de prueba, incluido el equipo de calibración mencionado anteriormente. En general, esto representará aproximadamente el 15% del valor del radar.
- c) Personal debidamente capacitado para hacer diagnósticos y efectuar reparaciones con rapidez y eficiencia.

Con una organización de mantenimiento competente se debería disponer del radar durante el 96% del tiempo sobre una base anual, con un equipo estándar. Aumentando los gastos se pueden obtener mejores resultados.

Para la calibración y el mantenimiento se recomienda disponer al menos del siguiente equipo:

- a) un generador de señales de microondas;
- b) un medidor de potencia en microondas;
- c) un osciloscopio en megahercios;
- d) un medidor de frecuencia de microondas;
- e) antenas de bocina de ganancia normalizada;
- f) un generador de señales de frecuencia intermedia;
- g) componentes de microondas, entre ellos circuitos de carga, acopladores, atenuadores, conectores, cables, adaptadores, etc.;
- h) un analizador versátil de espectro de microondas en la instalación central;
- i) herramientas y equipo estándar de electricidad y mecánica.

### 7.7.2 **Calibración**

Lo mejor para la calibración completa de la reflectividad es utilizar un objetivo externo con un factor de reflectividad de radar conocido, como una esfera revestida de metal. Se trata de comprobar si la antena y los guías de onda conservan sus características nominales. Sin embargo, este método se emplea muy raramente, a causa de las dificultades prácticas para poner en órbita una esfera y de las múltiples reflexiones en el suelo, así como del tiempo y las aptitudes necesarias (Brunkow, 2001).

Un procedimiento normalizado es la utilización del Sol como fuente de calibración para la potencia y la precisión de puntería. El Sol es una fuente de microondas en forma de disco de aproximadamente 0,5 grados (Tapping, 2001). Sin embargo, maximizando la potencia, se puede

lograr una mayor precisión. Los efectos de la propagación del haz pueden afectar a los ángulos de elevación bajos y, por lo tanto, se suelen utilizar ángulos más elevados para la calibración solar. La repetición de las medidas mejorará la exactitud de los resultados desde el punto de vista estadístico. Cabe señalar que la precisión de puntería de la elevación de la antena puede ser una función del ángulo y, por lo tanto, deberían medirse diferentes ángulos.

Las calibraciones electrónicas rutinarias, en las que se suele prescindir de la antena, incluyen el guíaondas y el sistema transmisor y receptor. Normalmente, se prescriben las siguientes operaciones:

- a) medición de la potencia de emisión y de la forma de onda en la banda de frecuencias apropiada;
- b) verificación de la frecuencia de transmisión y del espectro de frecuencias. Se debería filtrar la potencia transmitida fuera de la banda;
- c) inyección de una señal de microondas conocida antes de la etapa del receptor, a fin de comprobar si los niveles de reflectividad indicados por el radar responden debidamente a la potencia de entrada;
- d) medición de la relación señal-ruido, que debería situarse en el intervalo nominal de acuerdo con las especificaciones del radar.

Si algunas de estas verificaciones de la calibración indican cambios o errores sistemáticos, entonces deben efectuarse los ajustes correctivos correspondientes.

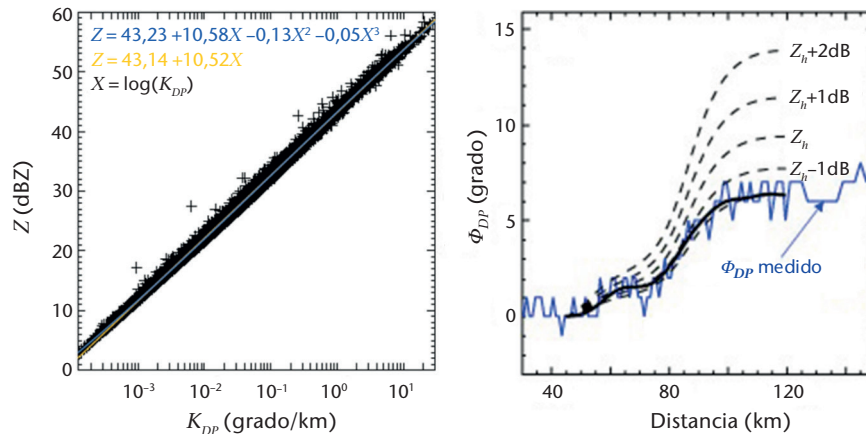
La calibración Doppler comprende la verificación y el ajuste de la estabilidad de fase utilizando objetivos fijos o señales artificiales, la graduación de las partes real e imaginaria del sistema de vídeo complejo, y la prueba del procesador de señales mediante señales conocidas generadas artificialmente.

La mejor manera de controlar el nivel y el ángulo de elevación es seguir la posición del Sol en modo de recepción únicamente, y utilizar la información disponible sobre la posición solar; de otro modo se requiere información sobre los niveles mecánicos de la antena. La presencia o ausencia de ecos procedentes de objetivos terrestres fijos también puede servir para verificar aproximadamente el rendimiento del transmisor o del receptor y el sistema de apunte acimutal.

Aunque los radares modernos están normalmente provistos de elementos electrónicos muy estables, las calibraciones han de realizarse con suficiente frecuencia para garantizar la fiabilidad y la exactitud de los datos. La calibración ha de hacerse por personal cualificado, o mediante técnicas automáticas, tales como los diagnósticos en línea y el equipo de prueba. En el primer caso, en el que se necesita personal, se debería efectuar la calibración al menos cada seis meses. Es probable que se diseñen nuevos sistemas que realicen las calibraciones de forma automática. Se pueden realizar frecuentemente verificaciones comparativas sencillas de la potencia y la ubicación del eco, utilizando dos o más radares superpuestos, orientados a un objetivo apropiado (Zhang y otros, 2005).

Las técnicas de análisis de datos, tales como la acumulación de la reflectividad, la distribución de la probabilidad de la reflectividad en función de la distancia para la señal mínima detectable, el control de transmisión-recepción, la comprobación de la lectura y las órdenes de ángulo de elevación pueden utilizarse para controlar el buen funcionamiento del radar. Los errores sistemáticos en la acumulación de velocidades radiales pueden revelar problemas del filtro antiparásitos. En general, la falta de filtrado produce errores sistemáticos en velocidades radiales próximas a cero (Joe, 2010).

Los radares de doble polarización necesitan dos receptores que deben ajustarse entre ellos. La tolerancia de los diferentes componentes tiene que ser más estricta, puesto que miden valores pequeños. Por lo tanto, la autocoherencia y el barrido vertical cónico para anular la reflectividad diferencial se pueden utilizar como métodos de comprobación. La calibración autocoherente se basa en calcular  $Z$  a partir de  $K_{DP}$  mediante una relación empírica derivada de mediciones



**Figura 7.17.** Existe una estrecha relación entre la reflectividad y la fase diferencial específica ( $Z$  y  $K_{DP}$ ). La figura de la izquierda muestra la relación a partir de mediciones de disdrómetro. La figura de la derecha muestra una serie de datos con una fase diferencial significativa. Si se ajusta la reflectividad y se recalcula la fase diferencial, el radar se puede calibrar con coherencia propia (las figuras son cortesía de Isztar Zawadzki).

realizadas con un disdrómetro (figura 7.17) y calculadas mediante fórmulas teóricas. Entonces, se ajusta la reflectividad (error de calibración) hasta que la reflectividad derivada del  $K_{DP}$  se aproxime a la reflectividad ajustada. Teniendo en cuenta la calidad (rigidez de la dispersión) de la relación  $Z-K_{DP}$ , se puede considerar el uso de  $K_{DP}$  como parámetro dependiente para la estimación de las precipitaciones. Si se apunta el radar verticalmente (el disco de la antena aparecerá cónico) en condiciones de lluvia estratiforme, la  $Z_{DR}$  tendría que ser nula, y si no lo fuera, debería ajustarse. El control del  $\rho_{HV}$  máximo registrado permitirá vigilar el rendimiento general del radar. Los buenos radares tendrían que facilitar valores de 0,995 o mejores.

La utilización de los radares a bordo de un vehículo espacial para la Misión de medición de lluvias tropicales o para las misiones mundiales de medición de la precipitación para la calibración de radares meteorológicos terrestres es una técnica innovadora. Es un instrumento único y estable que está orientado hacia abajo y sobrevuela el radar meteorológico terrestre. Las comparaciones de la altura máxima de los ecos a una sensibilidad fija y moderadamente baja, en que la atenuación no es significativa, se utilizan como métricas válidas para la coherencia en la calibración entre radares (Anagnostou y otros, 2001).

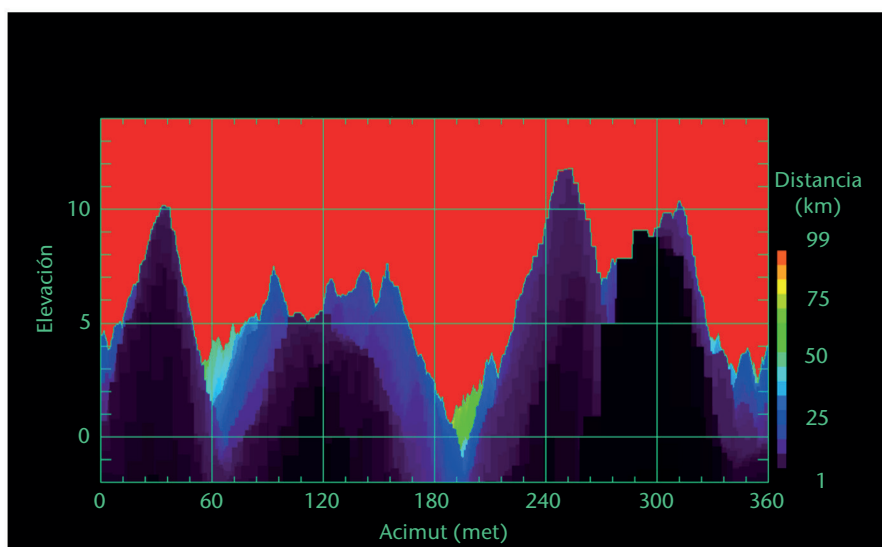
## 7.8 INSTALACIÓN DE UN RADAR

### 7.8.1 Elección del emplazamiento óptimo

La elección del emplazamiento óptimo para instalar un radar meteorológico depende del uso a que esté destinado. En caso de una zona definida en la que se necesitan avisos de tormenta, la mejor solución consiste normalmente en situar el equipo a una distancia comprendida entre 20 y 50 km de la zona considerada, y normalmente en la dirección del viento con respecto a la trayectoria principal de la tormenta. Se recomienda instalar el radar ligeramente fuera de esa trayectoria para evitar los problemas de medición cuando la perturbación pasa sobre el radar. Esto debería permitir, al mismo tiempo, una buena resolución en la zona, y dar aviso con mayor antelación de las tormentas que se aproximen (Leone y otros, 1989).

En el caso de una red de radares destinada fundamentalmente a aplicaciones sinópticas, los radares en latitudes medias deberían situarse a una distancia de 150 a 200 km aproximadamente unos de otros. La distancia puede aumentarse en latitudes más próximas al ecuador, si los ecos de radar que deben captarse alcanzan frecuentemente grandes altitudes. En todos los casos, la mejor exactitud en la medición de las precipitaciones se obtiene con los radares de haz estrecho.





**Figura 7.18.** Se dispone de datos del modelo de elevación digital global con precisión suficiente para utilizarlos en la evaluación y determinación del emplazamiento de un radar meteorológico. Para un acimut y una elevación dados, el gráfico indica la distancia a la que pueden obtenerse datos de utilidad.

La idoneidad y disponibilidad de los conjuntos de datos digitales relativos a la elevación, como GTOPO30 (<https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30>), SRTM30 y SRTM03 (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>), han dado lugar al desarrollo de aplicaciones informáticas que ayudan a escoger un emplazamiento. El producto básico es una imagen de horizonte del radar, donde el ángulo de elevación del horizonte, teniendo en cuenta la propagación del haz en la atmósfera, se representa en función del ángulo de acimut del radar (figura 7.18). En esta figura, la distancia al terreno tiene un código de colores en función del acimut y del ángulo de elevación. El color indica la distancia a la que el haz del radar (en este caso, se toma como supuesto un modelo de la Tierra 4/3) recogerá datos útiles. Este método es particularmente útil en terrenos accidentados en que un radar situado en un valle debe proporcionar cobertura a niveles bajos (en el valle), pero con un alcance limitado, ya que la precipitación varía considerablemente de la cresta de una montaña al valle. Por ejemplo, un radar puede ver de 50 a 60 km a un acimut de 190° y elevaciones de 1° o 2°. Este análisis no tiene en cuenta árboles ni torres artificiales.

Con estos gráficos, se pueden definir los ángulos de exploración para la exploración óptima de las áreas críticas requeridas. Los datos no pueden tener en cuenta el bloqueo local debido a árboles, edificios o torres.

En la elección exacta del emplazamiento del radar influyen numerosos factores económicos y técnicos, a saber:

- La existencia de carreteras para acceder al radar.
- La disponibilidad de energía y enlaces de telecomunicaciones. Con frecuencia, es necesario instalar dispositivos de protección contra rayos disponibles en el mercado.
- El precio del terreno.
- La proximidad a un servicio de control y mantenimiento.
- El imperativo de evitar los obstáculos que bloqueen los haces. No debería haber ningún obstáculo en un ángulo mayor que la mitad de la abertura angular del haz sobre el horizonte, o con una anchura horizontal superior a la mitad de la abertura angular del haz.



- f) El requisito de evitar en la medida de lo posible los ecos parásitos terrestres. En el caso de un radar que se utilice para aplicaciones a distancias relativamente cortas, a veces es posible hallar, tras una minuciosa inspección del lugar y un examen detallado de los mapas topográficos, una zona relativamente plana en una depresión poco profunda, cuyos bordes servirán de obstáculo natural a los ecos parásitos de los lóbulos secundarios del diagrama de radiación de la antena y representarán un bloqueo mínimo para el haz principal. En todos los casos, al estudiar el emplazamiento debería utilizarse una cámara y un teodolito para comprobar si hay obstáculos. A veces, conviene emplear un sistema de radar móvil para confirmar la conveniencia del emplazamiento. Algunos radares modernos cuentan con equipo y programas que suprimen gran parte de los ecos parásitos terrestres con un rechazo mínimo de los ecos meteorológicos (Heiss y otros, 1990).
- g) Cuando se utiliza el radar para la vigilancia a gran distancia, como en el caso de ciclones tropicales o de otras aplicaciones en las costas, normalmente se lo sitúa en lo alto de una colina. Se observará una gran cantidad de ecos parásitos, pero esto puede no tener mucha importancia en grandes distancias (para la eliminación de los ecos parásitos véase la sección 7.5.3).
- h) En todos los estudios sobre posibles emplazamientos debería verificarse minuciosamente la interferencia electromagnética, para evitar en la mayor medida posible la interferencia con otros sistemas de comunicaciones tales como señales de televisión, enlaces de microondas u otros radares. También debería comprobarse que no existan riesgos debidos a la radiación de microondas para la salud de la población que viva cerca del lugar previsto para la instalación del radar (Skolnik, 1970; Leone y otros, 1989).

### 7.8.2 Intercambio, redes, bases y procesamiento de datos

La reciente evolución en la tecnología de las telecomunicaciones y de la informática permite transmitir datos desde un gran número de localizaciones a una localización central para el procesamiento y la visualización con un sistema informático común. Actualmente, gracias a Internet, la telefonía móvil e incluso las tasas y los costos de transmisión de datos obtenidos por satélite, puede concebirse el intercambio mundial de al menos un volumen limitado pero útil de datos de radares, si bien hace falta examinar los detalles de las redes de telecomunicaciones. Debería tenerse presente que los radares se encuentran a menudo en lugares remotos donde no se dispone de sistemas avanzados de telecomunicaciones o se necesitan inversiones de capital iniciales para minimizar los costos relativos a las operaciones y al mantenimiento.

En algunos países, existen redes de varios radares que se ocupan de diferentes aplicaciones, como el tiempo, los peligros para la aviación en los aeropuertos, la gestión de los recursos hidráulicos, el control de tránsito aéreo, e incluso las aduanas y la inmigración. El intercambio de datos puede concebirse con la salvedad de que las aplicaciones son muy específicas y, en consecuencia, los métodos de recogida de datos, y quizá incluso las tecnologías empleadas, son muy específicos. En algunas zonas, puede resultar operativo, pero la integración e interpretación puede requerir un gran esfuerzo.

La OMM cuenta con normas en lo que se refiere a algunos productos de radar. Al anticipar la necesidad de datos de radar para la predicción numérica del tiempo a nivel regional y mundial, la OMM ha iniciado un proyecto de intercambio de datos de radar para definir normas relativas a los datos brutos de radar (Michelson y otros, 2013). Además, la OMM ha creado una base de datos de radares que pretende proporcionar información básica sobre metadatos relativos a los radares y a las redes de radares a escala mundial (Sireci y otros, 2010).

Los productos de radar se intercambian para generar productos mosaico o composiciones de datos de múltiples radares, que normalmente están diseñados para representar las precipitaciones en superficie sobre un área amplia en el caso de la vigilancia meteorológica de largo alcance. Este intercambio suele producirse dentro de los países, pero también entre países. El consorcio OPERA (Programa operativo europeo de intercambio de información meteorológica obtenida por radares) es una red centralizada y un modelo multinacional de redes y de proceso (Dupuy y otros, 2010). El consorcio BALTRAD (<http://baltrad.eu>) es otro modelo de

redes y procesamiento de código abierto que permite gestionar redes de radares heterogéneos basado en un concepto de intercambio de datos y programa informático de proceso entre pares que ofrece la posibilidad a los miembros de recibir y enviar datos, y configurar y procesar el programa informático como deseen (Michelson y otros, 2010). La recopilación e integración de datos de radares heterogéneos compuestos de productos procedentes de diferente proyección geográfica, diferente resolución espacial, temporal y proceso, supone un reto considerable. Esto ha conducido al concepto de intercambiar datos polares de radar sin elaborar para mitigar estos problemas. Sin embargo, dependiendo del radar y de la configuración, ya se han aplicado varias etapas del proceso a los datos brutos en diferente medida. Estos problemas también se producen en el intercambio de datos de radar dentro de un mismo país, ya que los radares pueden ser de diferentes generaciones.

En lo que respecta al procesamiento, actualmente hay muchas opciones. Cada fabricante ofrece su propio sistema de procesamiento y de visualización de datos de radar, que suelen tener varias características, como la capacidad de trabajar en red, ya incluida o bajo licencia. También existen sistemas como TITAN (detección, seguimiento, análisis y predicción inmediata de las tormentas), un programa informático gratuito muy extendido que se utiliza en muchos servicios de investigación y servicios meteorológicos (Dixon y Wiener, 1993). Este sistema se empezó a utilizar como herramienta para las actividades de modificación artificial del tiempo, pero ha evolucionado hasta convertirse en una herramienta de usos múltiples. Existen muchos sistemas comerciales sofisticados, que son independientes del sistema de radar y especializados en aplicaciones avanzadas de meteorología extrema, tales como el Warning Decision Support System – Integrated Information (WDSS II) (Lakshmanan y otros, 2007; <http://www.wdssii.org/>). Se podría elaborar un sistema de radar utilizando las herramientas suministradas por el proyecto BALTRAD o por la NASA Radar Software Library (Wolff y Kelley, 2009). Existe la posibilidad de negociar o colaborar con un Servicio Meteorológico e Hidrológico Nacional o con un organismo gubernamental para desarrollar el sistema. La funcionalidad varía desde la de los decodificadores muy básicos hasta la de sistemas que generan productos básicos, o la de sistemas sofisticados de control de la calidad de datos o de detección automática de tormentas violentas con capacidad de clasificación. La elección del sistema no debería basarse únicamente en la funcionalidad, sino también en la aplicación, en el apoyo científico y técnico disponible y en la capacidad de mantenimiento.

## 7.9 FUENTES DE ERROR

Los errores de los datos de radar han de contemplarse en el contexto de la aplicación. La estimación de la precipitación ha sido con frecuencia el objetivo, y es necesario aplicar procedimientos estrictos en relación con la calidad de los datos para eliminar y corregir las anomalías. Hay diferentes niveles de control de la calidad de los datos. Las aplicaciones hidrológicas requieren estimaciones incluso cuando los datos son de mala calidad, mientras que la asimilación de datos admite la falta de datos, pero no admite datos de mala calidad. Muchos de los problemas que plantea la mala calidad de los datos de radar se deben al entorno exterior y no al radar propiamente dicho (figura 7.2). Cabe señalar que estas aplicaciones cuantitativas de los radares meteorológicos se encuentran aún en la fase de desarrollo, mientras que la utilización cualitativa de los datos de radar destinados a comprender y detectar las tormentas violentas ya está establecida, lo que justifica totalmente la utilización de redes de radares.

La ecuación del radar se basa en muchas hipótesis. Cuando estas hipótesis no se cumplen, la reflectividad se puede considerar errónea. Por ejemplo, si el objetivo no es uniforme, no está totalmente lleno o está mezclado, la ecuación no es adecuada. Por otra parte, si los parámetros de la ecuación, como la ganancia de la antena, la atenuación del guíaonda y la duración de los pulsos, son incorrectos, entonces la constante del radar es errónea y dará lugar a errores sistemáticos en la conversión de potencia en reflectividad. A continuación se analizan varias fuentes de error relativas a aplicaciones cualitativas y cuantitativas.

### Relleno del haz del radar

En muchos casos, especialmente a gran distancia del radar, la anchura del pulso es amplia y el volumen de pulsos no está totalmente lleno de precipitación homogénea, es decir, solo puede estar parcialmente lleno. Este es el caso especialmente de los sistemas meteorológicos superficiales (< 1 km de altura, como en el caso de las tempestades de nieve por efecto de lago), en que el haz sobrepasa completamente la precipitación y no se ven ecos de precipitación más allá de 50 km. A grandes distancias, el volumen del pulso es muy ancho, y resulta considerablemente suavizado de forma natural cuando el haz del radar se ve afectado por el objetivo. En esta situación, el haz también se sitúa muy por encima de la superficie de la Tierra y, desde el punto de vista cuantitativo, no refleja muy bien las precipitaciones en superficie. Los sistemas de mayor altura (por ejemplo, de 15 km) se pueden detectar con el radar a largas distancias (> 250 km), lo que tiene un valor considerable para el pronosticador, pues estos sistemas suelen ser de gran intensidad. En general, las mediciones por radar pueden ser útiles desde el punto de vista cuantitativo para distancias inferiores a aproximadamente 80 km para un radar con una anchura del haz de  $1^\circ$ , y de aproximadamente 110 km, para un radar con una anchura del haz de  $0,65^\circ$ , sin que se tengan que realizar ajustes adicionales a los datos (véase la figura 7.33).

### Irregularidad en la distribución vertical de las precipitaciones

La irregularidad de la intensidad de la precipitación en función de la altura está relacionada con el relleno del haz del radar. El primer parámetro de interés al hacer mediciones por radar suele ser la precipitación a nivel del suelo. Al igual que en el caso de la variabilidad horizontal, la variabilidad vertical del perfil desempeña un papel importante en la estimación de la precipitación en superficie. Debido a los efectos de la abertura del haz, de la inclinación de este y de la curvatura de la Tierra, las mediciones de la precipitación por radar a largas distancias, o en altura, son menores que en la superficie (véase la sección 7.10.4.1).

### Atenuación por precipitaciones intermedias

La atenuación debida a la lluvia puede ser importante, sobre todo en las longitudes de onda de radar más cortas (5 cm y 3 cm). La atenuación debida a la nieve, aunque menor que la producida por la lluvia, puede ser igualmente importante en el caso de trayectorias largas. Contrariamente a la opinión general, la atenuación en la banda S existe, pero es más difícil de detectar. Las técnicas de doble polarización utilizan el parámetro de la fase diferencial específica ( $K_{DP}$ ), que es independiente de la atenuación y más eficaz en longitudes de onda más cortas. La fase diferencial específica es un parámetro con ruido y la técnica utilizada todavía se está perfeccionando (véase la sección 7.10.4.4).

### Bloqueo del haz

Según el emplazamiento del radar, el haz puede quedar parcial o totalmente oculto por la topografía o por obstáculos situados entre el radar y el objetivo. Esto produce una subestimación de la reflectividad y, por ende, de la intensidad de las precipitaciones. La  $K_{DP}$  es un parámetro utilizado a nivel local para medir la atenuación diferencial (vista en fase) correspondiente a un volumen de radar y, por lo tanto, es independiente del bloqueo del haz. En el caso de un bloqueo de poca anchura, la interpolación de datos puede ser suficiente para una aplicación cuantitativa. En cuanto al uso cualitativo, el bloqueo del haz es un inconveniente que el analista puede resolver. Cuando el haz está totalmente bloqueado, se pueden realizar ajustes verticales utilizando el perfil de la reflectividad con cierto grado de éxito.

### Atenuación debida a la humedad del radomo

La mayoría de las antenas de radar están protegidas contra el viento y la lluvia por un radomo, en general de fibra de vidrio. El radomo se concibe de manera que la pérdida de energía radiada

sea escasa. Por ejemplo, la pérdida bidireccional originada por este dispositivo puede limitarse a menos de 1 dB en la banda C, en condiciones normales. Ahora bien, en caso de precipitaciones intensas, la superficie del radomo puede cubrirse con una fina película de agua o hielo, lo que origina una fuerte atenuación dependiente del acimut.

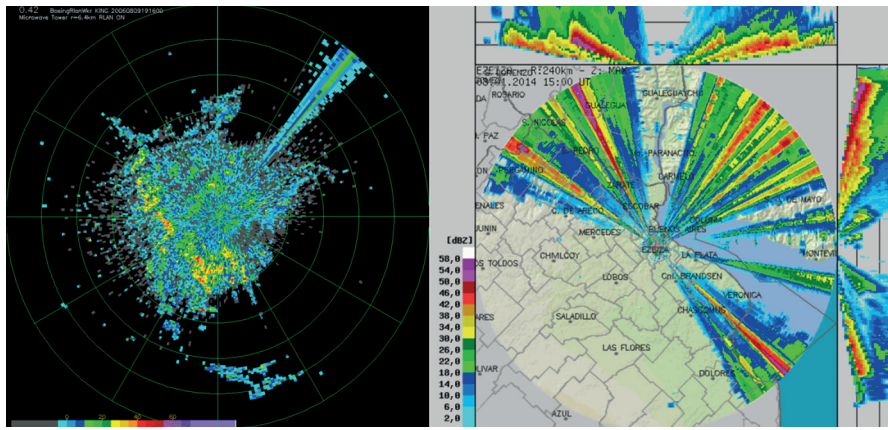
Los ecos del radar, combinados con la atenuación de la precipitación y en longitudes de onda cortas, pueden suprimirse completamente. Aunque este fenómeno pueda parecer desastroso, en la práctica, tiene una duración limitada (aproximadamente 10 minutos), y a efectos cualitativos, los avisos probablemente ya se habrían emitido. En lo referente a la asimilación de datos, los datos procedentes de la doble polarización ( $K_{dp}$ ) disponibles indicarán que se ha producido una fuerte atenuación, momento a partir del cual los datos no serán utilizables. En el caso de las aplicaciones hidrológicas que operan en escalas temporales de horas o de días, la pérdida de datos por cortos espacios de tiempo no es significativa para la predicción de crecidas. La predicción de crecidas puede verse afectada, dependiendo del régimen meteorológico.

### Interferencia electromagnética

La interferencia electromagnética causada por otros radares o dispositivos, tales como las redes radioeléctricas de área local (RLAN), es cada vez más importante y protegerse de ella precisa de una disciplina considerable. Las interferencias entre los radares cercanos se mitigan mediante el uso de frecuencias ligeramente diferentes (aunque en la misma banda) mediante filtros colocados adecuadamente en el transmisor y en el receptor. Pueden registrarse interferencias ocasionales de radares terrestres y aéreos en la banda C que utilizan la misma frecuencia.

La utilización del espectro electromagnético se determina por acuerdo y la Unión Internacional de Telecomunicaciones (UIT) se encarga de su gestión. A raíz de la petición de espectro de la comunidad inalámbrica, en la Conferencia Mundial de Radiocomunicaciones de 2003 se abrieron las frecuencias de la banda C a la industria de las telecomunicaciones a título secundario, reglamentado, sin causar interferencia ni necesidad de licencias, para que se pudieran compartir con la comunidad meteorológica. Para no crear interferencias, los dispositivos de la RLAN deben incorporar una selección dinámica de frecuencias diseñada para dejar libre un canal de banda C si se detecta un radar meteorológico. Sin embargo, los algoritmos utilizados para detectar el radar meteorológico no son suficientes para prevenir la interferencia antes de liberar el canal. El espectro Doppler de las señales de la RLAN aparece como ruido blanco y puede eliminarse mediante técnicas adaptativas. Sin embargo, estas técnicas aumentan el nivel de ruido y reducen la sensibilidad del radar meteorológico en el lugar en que se detecta la RLAN. La OMM ha elaborado directrices relativas a la utilización compartida de las frecuencias en banda C. En la figura 7.19 se muestran algunos ejemplos de esta interferencia en relación con fuentes situadas a diferentes distancias. Se observan cada vez más patrones de interferencia de este tipo. La imagen de la izquierda muestra una reflectividad total (sin filtrado Doppler de los ecos parásitos terrestres) correspondiente a un indicador panorámico a  $0,42^\circ$  de elevación obtenida en un estudio controlado en que se colocó un radar de banda C con una RLAN específicamente ubicada a 6,4 km y aproximadamente  $40^\circ$  de acimut. La RLAN se observa a entre  $7^\circ$  y  $10^\circ$  de acimut. Posiciones más próximas (o lejanas) de la RLAN producirían patrones más anchos (o estrechos). En el experimento se podía observar una RLAN a una distancia máxima de 16,7 km (valor máximo de columna vertical en el volumen explorado). La imagen de la derecha presenta un producto de máxima reflectividad procedente del radar operativo de Ezeiza, en Argentina, y muestra un patrón de quizá 12 RLAN que se encuentran a menos de 5 km del radar. Es un ejemplo de interferencia extrema. Además, si la interferencia está muy próxima, puede afectar a los datos tridimensionales del radar.

Hay que actuar con la máxima diligencia, ya que estos sistemas se desplegarán de forma masiva y sin licencia, y será difícil controlar los incumplimientos. Se requiere, solicita y alienta la cooperación. Las interferencias también se producen en la banda S debido a la tecnología inalámbrica 4G y a otros radares que operan en esa misma banda (control de tránsito aéreo). La OMM ha elaborado directrices o declaraciones sobre la compartición de bandas con estas nuevas tecnologías (véase el anexo 7.A).



**Figura 7.19.** La imagen de la izquierda muestra el tipo de interferencia esperada de una RLAN colocada a 6,4 km y a 0,42° de elevación. La imagen de la derecha, procedente de un radar meteorológico operativo, es cortesía de Claudia Campetella del Servicio Meteorológico Nacional (Argentina).

### Ecos parásitos terrestres

La contaminación de los ecos de la lluvia por ecos parásitos terrestres puede ser causa de errores muy importantes en la estimación de la precipitación y del viento. La mayoría de las antenas de radar modernas tienen un comportamiento del lóbulo secundario que es difícil de mejorar, puesto que responde a una cuestión geométrica. Los lóbulos secundarios pueden mejorarse o colocarse en diferentes ángulos, pero si la bocina alimentadora se coloca lejos del punto focal, la ganancia de la antena y la anchura del haz serán peores. El criterio prevalente para minimizar el eco parásito terrestre es el buen emplazamiento del radar. Idealmente, el radar debería situarse en una ligera depresión o en un lugar donde hubiera árboles para absorber y dispersar los lóbulos secundarios sin bloquear el lóbulo principal. Se han analizado ampliamente las técnicas de supresión de señales y de datos.

### Propagación anómala

La propagación anómala distorsiona el trayecto del haz del radar y provoca un aumento de los ecos parásitos terrestres al refractar el haz hacia el suelo. A causa de ello, el radar puede detectar tormentas situadas muy lejos de su alcance normal, lo que provoca errores en la determinación de la distancia debido a la distorsión del alcance. La propagación anómala es frecuente en algunas regiones, cuando la atmósfera está sometida a fuertes disminuciones de humedad y/o aumentos de temperatura con la altura. Los retornos de un eco parásito debido a una propagación anómala pueden inducir a error a observadores inexpertos. Estos ecos se eliminan totalmente del mismo modo que los ecos parásitos terrestres.

Cabe señalar que, en general, no se conoce la localización del haz, ya que el perfil atmosférico del índice de refracción es una idealización (Joe, 1999). La asimilación del volumen de datos de radar realizada con los ángulos de elevación habituales (de 10 a 24) es problemática, dado que los modelos de predicción numérica del tiempo suelen contar actualmente con entre 50 y 80 niveles. La falta de conocimiento preciso sobre la localización del haz y la falta de coincidencia entre los datos de radar y los modelos, hacen imposible la asimilación de datos más allá de 100 km aproximadamente.

### Ajuste de los parámetros de la antena

Con un sistema bien diseñado se puede determinar la posición de la antena con una aproximación de 0,1°. Sin embargo, pueden observarse errores de posición debido a la inclinación de la plataforma de la antena o a la inestabilidad del bucle de alimentación o de



los mecanismos, que se producen a causa del desgaste. Esto es especialmente importante en el caso de ángulos de elevación reducidos, ya que los pequeños cambios que se producen en el ángulo de elevación pueden dar lugar a grandes cambios en la cobertura de los fenómenos meteorológicos superficiales.

### Estabilidad del equipo electrónico

Los sistemas electrónicos modernos están sometidos a pequeñas variaciones con el tiempo y han mejorado considerablemente desde el comienzo de la meteorología por radar, cuando la calibración de los receptores se debía realizar diariamente. Un radar bien desarrollado puede ser estable (variación de  $< 1$  dB) durante meses. Además, los sistemas de control de los equipos de prueba automáticos pueden activar una alarma o enviar un correo electrónico en caso de avería, y reducir al mínimo el tiempo de inactividad de los radares meteorológicos.

### Variaciones de la relación $Z$ - $R$

Para convertir la reflectividad en intensidad de la precipitación, hace falta una relación empírica entre  $Z$  y  $R$ . La relación más conocida y la más utilizada en el caso de los radares operativos es la de Marshall-Palmer (1948, actualmente definida en Marshall y Gunn, 1952). Según se indica, la incertidumbre de esta relación es un factor de 2. También se aplica a la nieve. La reflectividad es una función de la distribución del tamaño de las gotas y unas distribuciones del tamaño de las gotas diferentes pueden producir la misma  $Z$ . De ahí que se hayan formulado diversas relaciones  $Z$ - $R$  para los diferentes tipos de precipitación, a saber, convectiva, estratiforme y nieve, con resultados desiguales (véase la sección 7.10.4.2). En el caso de los radares de doble polarización, se han desarrollado técnicas que utilizan el parámetro de doble polarización  $K_{DP}$ . Queda por ver si el ajuste del perfil vertical puede competir con la técnica de la  $K_{DP}$  en situaciones parcialmente bloqueadas.

### Velocidad radial

Las velocidades medidas por los radares Doppler se calculan únicamente en la dirección radial, lo que puede dar lugar a ambigüedades. La interpretación automática sigue siendo una esfera activa de la investigación, si bien algunos analistas bien formados y entrenados ya pueden realizar interpretaciones en determinadas situaciones, como en el caso de los flujos sinópticos a gran escala y de los flujos convectivos a pequeña escala.

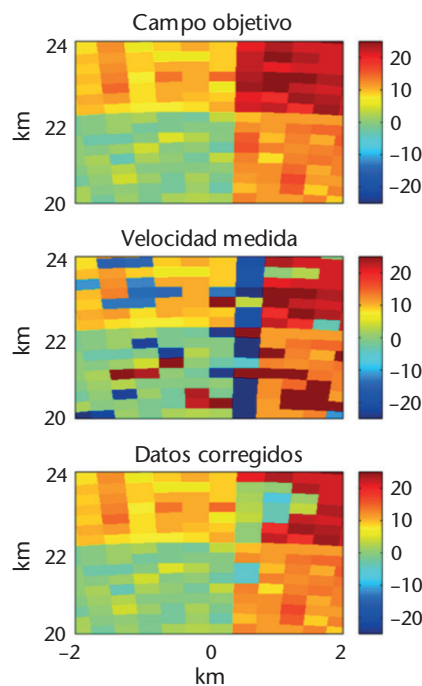
Las velocidades son estimaciones ponderadas de la reflectividad del movimiento de la precipitación u objetivo estudiado. Cuando los componentes radiales de los movimientos verticales son insignificantes (por ejemplo, ángulos de elevación reducidos), estos pueden representar el movimiento de la precipitación, que a menudo puede interpretarse como viento. Sin embargo, se debería intentar no interpretar la velocidad como un movimiento de los ecos, o del propio sistema, de precipitación. En el caso de un flujo lenticular sobre la cima de una montaña, el movimiento de los ecos (como indica la reflectividad) puede ser estacionario, pero las partículas de la precipitación se mueven dentro del fenómeno, y el eco no tiene velocidad Doppler nula. Los insectos y los pájaros pueden causar sesgos en las velocidades radiales. En general, esos sesgos son relativamente reducidos (Wilson y otros, 1994) si los pájaros y los insectos no están migrando. Los ecos parásitos terrestres también pueden causar sesgos en las velocidades radiales y hacerlas tender a una velocidad nula (subestimación) si no se eliminan suficientemente dichos ecos.

Si dentro del volumen del radar el viento no es uniforme y tiene una gran cizalladura, se obtendrán estimaciones imprecisas de la velocidad radial. Consideremos el caso de un tornado que se encuentra total o parcialmente dentro del volumen del radar. En el primer caso, se prevé una velocidad radial media de cero con una gran anchura espectral. En el segundo caso, se puede esperar una velocidad no nula si la velocidad de Nyquist es lo suficientemente alta. Si la velocidad de Nyquist es relativamente baja, la velocidad media puede verse solapada varias veces y puede producirse cualquier velocidad (Fabry y otros, 2013). Además, el espectro del

fenómeno meteorológico puede solaparse y confundir el cálculo, tanto de la velocidad como de su ancho de espectro. Las técnicas de doble frecuencia de repetición de los pulsos también fallan en este caso, puesto que no se cumple la hipótesis de uniformidad de los dos cálculos de doble frecuencia de repetición de los pulsos. La antena también gira, por lo que esta hipótesis puede no cumplirse en zonas de gran cizalladura, en que las dos muestras de velocidad en las diferentes frecuencias de repetición de los pulsos se toman en diferentes localizaciones acimutales, y en que la velocidad sufre variaciones importantes o anchura espectral. Cuando esto sucede, el error de la técnica viene determinado por esta variación y por la diferencia en las velocidades de Niquist sin ambigüedad (por lo tanto, en la relación de la frecuencia de repetición de los pulsos). Existen técnicas de corrección que pueden mejorar las situaciones de gran variación Doppler (Joe y May, 2003). En la figura 7.20 se muestra una simulación. La imagen superior muestra un campo prescrito simulado con un escalón en el campo de velocidad. La imagen del medio muestra lo que mediría un radar Doppler de banda C. La figura de la parte inferior indica los resultados de la técnica de mitigación.

### Contaminación por lóbulo secundario

Cuando se observan grandes gradientes de reflectividad, como en el caso de las tormentas acompañadas de una cantidad importante de granizo húmedo, los lóbulos secundarios pueden generar ecos, mientras que el lóbulo principal apunta hacia un blanco reflector significativamente bajo o nulo. Normalmente, los lóbulos secundarios suelen ser al menos 25 dB menores que el principal (en un sentido, o 50 dB en ambos) (figura 7.8). Por lo tanto, si el lóbulo secundario apunta hacia un blanco de una potencia de 60 dBZ, como en el caso del granizo húmedo, y el haz principal apunta a un blanco de 10 dBZ o menos, el radar nos dará un eco con características de reflectividad, velocidad radial y doble polarización como si la potencia proviniese del haz principal. Los lóbulos secundarios aparecerán como interferencias anulares en acimut y elevación y a distancia constante. Esto puede aparecer como alas o picos de topes de eco cerca de zonas de gran reflectividad (imágenes izquierda y derecha de la figura 7.21, respectivamente). Aparecen varios efectos de dispersión como artefactos radiales a



**Figura 7.20.** La técnica de doble frecuencia de repetición de los pulsos se basa en la hipótesis de que las medidas se realizan a partir de un volumen con la misma velocidad radial. Las imágenes muestran el campo prescrito y los datos medidos y los corregidos.  
(Figura adaptada de Joe y May, 2003)



acimut constante, pero de distancia creciente. Estos efectos se deben a la gran reflectividad de algunas zonas y a los efectos de la reflexión causados por una zona con una gran reflectividad (por ejemplo, una superficie mojada por la lluvia) y sirven de indicadores de granizo en el caso de los radares de banda S. Obsérvese que en la figura de la derecha puede haber dispersiones acimutales del lóbulo secundario y dispersiones de tres cuerpos, aunque estas podrían estar enmascaradas por ecos meteorológicos más potentes. Esto no se ve en la zona de la tormenta, ya que la reflectividad se verá dominada por el eco en el lóbulo principal. Sin embargo, puede resultar visible en la vertical y producir topes de eco exageradamente altos llamados picos de granizo, que se pueden utilizar en el diagnóstico cualitativo de granizo en una tormenta (véase la figura 7.21). Este tipo de eco también puede registrarse en la zona de eco más débil, colindante con la cortina de granizo de la tormenta, lo que puede confundir la interpretación de las características de rotación que indican la presencia de un mesociclón.

### Dispersión múltiple

El haz del radar puede reflejarse varias veces debido a las condiciones de propagación (véase la figura 7.22). Puede haber también dispersión múltiple en una tormenta muy reflectiva (granizo húmedo) hacia una superficie subyacente húmeda y de vuelta al radar. Este fenómeno se denomina dispersión de tres cuerpos y produce un eco alargado a una distancia mayor que la reflectividad principal (Zrnić y otros, 2010). En el caso de los radares de banda S, este fenómeno se utiliza como una firma de granizo denominada "explosión de granizo" para distinguirla de la firma de granizo del lóbulo secundario (Lemon, 1998). La dispersión múltiple es más frecuente, ya que la longitud de onda disminuye y la firma puede producirse en caso de lluvia fuerte en las bandas C y X.

### Ecos de segunda traza o de traza múltiple

Es posible que con la alta frecuencia de repetición de los pulsos utilizada en los radares Doppler se produzcan ecos de traza múltiple. Esta cuestión ya se analizó anteriormente y se destacaron las diferencias entre los radares de recepción coherente y los radares de transmisión coherente. En la figura 7.7 se muestra un ejemplo de ecos de segunda traza en reflectividad y de velocidad

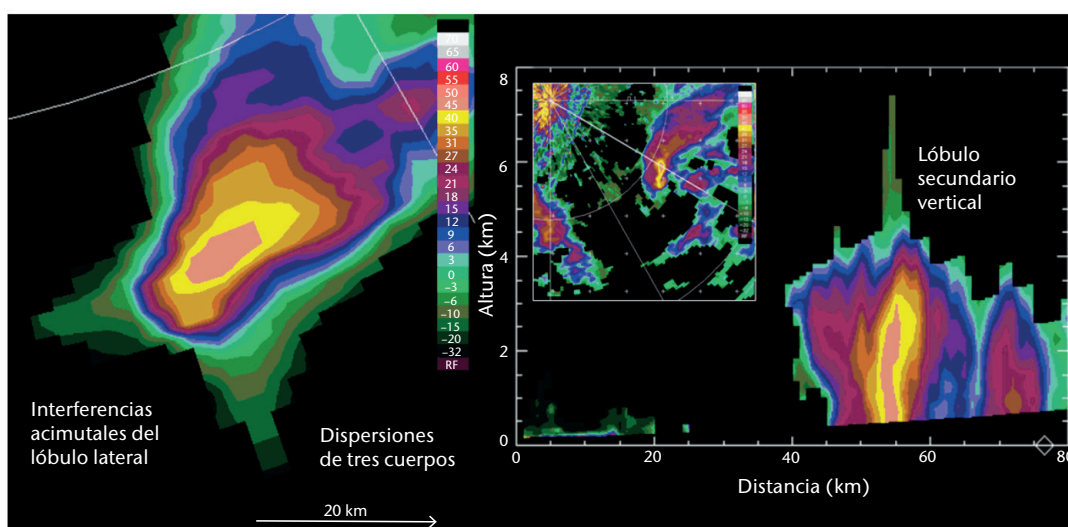
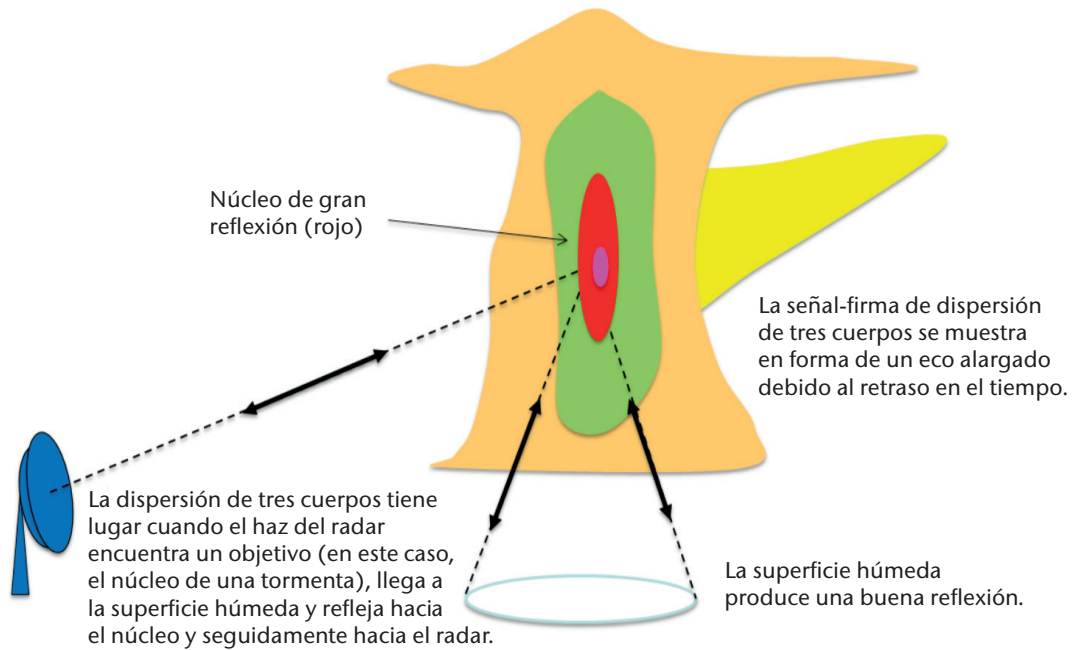


Figura 7.21. Efectos del lóbulo secundario y de la dispersión múltiple en situaciones más o menos parecidas. Los artefactos de los lóbulos secundarios se encuentran a distancia constante, mientras que la dispersión múltiple está a acimut constante.



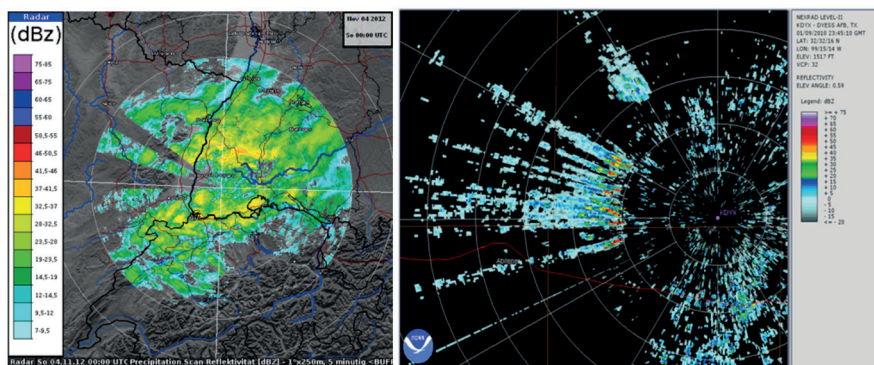
**Figura 7.22. Esquema en que se describe cómo sucede la dispersión de tres cuerpos. El eco que se desplaza hacia la derecha (en amarillo brillante) es un artefacto debido a la dispersión de tres cuerpos.**

radial para un radar de recepción coherente. En el caso de un radar de transmisión coherente, el eco de segunda traza muestra las superposiciones de eco como ecos de solapamiento de distancia.

### Generadores eólicos

Un problema cada vez mayor es la proliferación de los generadores eólicos y sus efectos en los radares meteorológicos. Los generadores eólicos son una fuente de energía natural situados en zonas remotas de mucho viento. Estos objetivos aparecen en el eco terrestre (y, por lo tanto, en los haces inferiores). Sin embargo, las hélices de los generadores eólicos representan un objetivo en movimiento que genera una firma Doppler variable, por lo que es difícil eliminar los objetivos que aparecen en el eco terrestre. Además, las turbinas se despliegan en redes de 100 o más para crear parques eólicos. Por consiguiente, afectan a zonas importantes. En la figura 7.23 se muestran dos de los efectos que tienen los generadores eólicos. Si las turbinas están situadas cerca del radar, pueden crear sectores bloqueados (imagen izquierda). Pueden aparecer como ecos relativamente aislados (no se muestra en la figura). Puede observarse una dispersión múltiple (imagen derecha). En este ejemplo, los generadores eólicos se encuentran a una distancia de entre 80 y 100 km del radar. La OMM ha elaborado directrices para operaciones en proximidad.

Una de las posibles técnicas que se puede utilizar para eliminar los ecos son los mapas de ecos parásitos. Sin embargo, esta técnica también elimina el eco meteorológico y, por lo tanto, hacen falta otras estrategias de mitigación para completar la falta de datos (véase la figura 7.23). Estas pueden incluir la interpolación desde los lados o desde encima o el uso de fuentes de datos alternativas. Dado que los generadores eólicos están proliferando, es necesario modificar constantemente las estrategias o desarrollar nuevas estrategias de adaptación para poder mantener la calidad de los datos de las aplicaciones meteorológicas. Si los generadores eólicos se encuentran muy cerca de los radares, pueden obstruir el haz del radar, no solo en los haces inferiores, sino también en los ángulos de elevación superiores mediante bloqueo directo y también a causa de trayectos múltiples. La OMM ha elaborado directrices sobre su despliegue (véase el anexo 7.B).



**Figura 7.23.** La imagen de la izquierda (cortesía del Servicio Meteorológico de Alemania) muestra el bloqueo (al oeste del radar) que causan los generadores eólicos, y la imagen de la derecha muestra la interferencia y los efectos de dispersión múltiple de los generadores (cortesía de la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera).

## 7.10 PRESENTACIÓN GENERAL DE LAS APLICACIONES METEOROLÓGICAS

Las observaciones de radar son sumamente útiles para:

- la vigilancia de sistemas meteorológicos sinópticos y mesoescalares;
- la detección, el seguimiento y el aviso de fenómenos meteorológicos extremos, incluida la detección de los peligros relacionados con el viento fuerte;
- la predicción inmediata;
- la estimación de la intensidad de la precipitación, la clasificación del eco;
- la elaboración de perfiles y mapas de viento;
- la preparación de modelos de predicción numérica del tiempo;
- la estimación de la humedad.

### 7.10.1 Vigilancia general del tiempo

Los radares pueden proporcionar una vigilancia casi continua del tiempo relacionado con tempestades sinópticas y mesoescalares en una zona extensa (por ejemplo, un alcance de 220 km, y una superficie de 125 000 km<sup>2</sup>) si no hay edificios, colinas, montañas u otros obstáculos que lo impidan. En general, solo se requiere un barrido del radar a un nivel inferior cada 10 a 30 minutos aproximadamente. Debido a la curvatura de la Tierra y a la propagación del haz del radar, la distancia práctica máxima para las observaciones meteorológicas es de unos 250 a 350 km, pues a mayores distancias el radar puede pasar por alto los fenómenos meteorológicos. Aunque los radares tengan capacidad de detección suficiente a mayores distancias, la limitación de los radares modernos se debe a la localización de la altura del haz. Un radar con una antena con una anchura del haz de 1° dirigida hacia un ángulo de elevación de 0,5° se encuentra a unos 10 km por encima de la superficie de la Tierra a una distancia de 350 km. Además, la anchura del haz a esa distancia es de cerca de 7 km. Las tormentas más bajas no se detectarán o su representación resultará distorsionada. Por lo tanto, las tormentas han de ser de tamaño considerable para poder detectarse a esas distancias. Con fines pragmáticos, se utilizan operativamente exploraciones de hasta 500 km, e incluso más, especialmente en los límites de las redes de radares. Si se detectan ecos, el pronosticador recibirá información sustancial relativa a una tormenta amplia e intensa. Los satélites y las redes de detección de rayos pueden

aportar datos sobre las nubes y la actividad eléctrica que se produzcan o estén asociados a la precipitación. El intercambio de datos de radar para crear una red de radares es de rigor y obligatoria para elaborar productos mosaico destinados a la vigilancia.

Otra aplicación de vigilancia es la detección de fenómenos meteorológicos superficiales (< 1 km), como las turbonadas de nieve por efecto de lago, la llovizna e incluso las tempestades de polvo. Los haces más estrechos proporcionan una mejor resolución y una mayor efectividad a grandes distancias, puesto que pueden explorar con ángulos de elevación menores sin incrementar los efectos de ecos parásitos terrestres, pueden proporcionar un haz lleno a mayores distancias y tener una mayor sensibilidad gracias a su mayor ganancia. Se están empezando a elaborar redes de radares de banda X de bajo costo que requieren poco mantenimiento y poca infraestructura, y que complementan la falta de capacidad de exploración de los grandes radares de bandas S y C.

El intercambio cooperativo de datos meteorológicos obtenidos por radar entre los diferentes operadores es un aspecto importante de las aplicaciones de los radares. Gracias a este intercambio se consigue una visión más amplia de los sistemas de precipitación a gran escala, como los frentes de escala sinóptica y los tifones. La utilización de un formato normalizado para los datos obtenidos por radar facilitaría la elaboración eficiente de productos colaborativos. Un ejemplo destacado es el utilizado por el consorcio OPERA.

Se están desarrollando redes de radares que emplean estrategias de exploración adaptativas y colaborativas (McLaughlin y otros, 2009; Weber y otros, 2007). Se están diseñando radares de barrido electrónico con capacidad de direccionado electrónico que pueden realizar exploraciones en direcciones acimutales y de elevación no contiguas para proporcionar un muestreo instantáneo de fenómenos meteorológicos de rápida evolución, como tornados o descensos violentos del aire, e incluso otros objetivos como los aviones. Los radares adyacentes pueden completar faltas de cobertura a bajo nivel debidas a los efectos de propagación del haz a larga distancia y quizá al “cono de silencio” debido a la limitación en altura de la exploración.

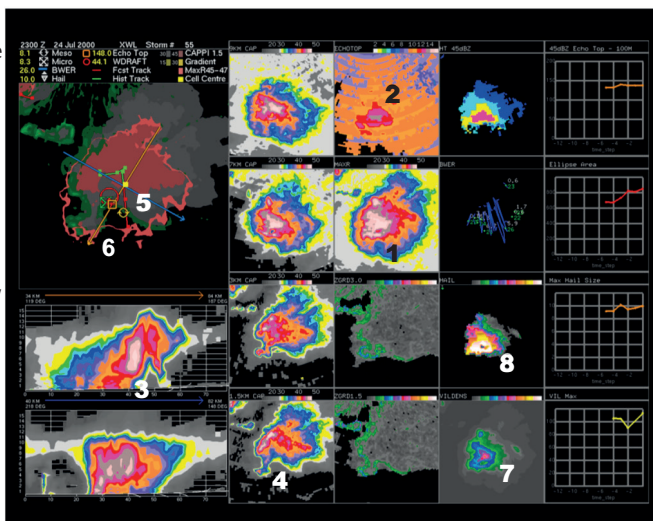
### 7.10.2 **Detección y aviso de fenómenos meteorológicos extremos**

El radar es el único medio realista de vigilar los fenómenos meteorológicos extremos en una zona extensa (a distancias de cientos de kilómetros) debido a la resolución temporal (minuto), la resolución espacial (kilómetros) y los elementos meteorológicos detectados (reflectividad de la precipitación). Las intensidades, la extensión y los patrones de los ecos de radar pueden utilizarse para identificar zonas de tiempo violento, incluyendo tormentas con granizo probable y vientos devastadores. El radar Doppler, que puede identificar y proporcionar una medida de los vientos intensos asociados con frentes de ráfagas, descensos violentos del aire y tornados, agrega una nueva dimensión (Lemon, 1978). Los radares de doble polarización tienen la capacidad de separar los ecos ocasionados por diferentes tipos de dispersores y pueden diferenciar el granizo de la lluvia intensa y la lluvia de la nieve (Zrnić y otros, 2001). El alcance nominal de cobertura de un único radar es del orden de 250 km, suficiente para la predicción local a corto plazo y con 1 a 2 horas de plazo de anticipación y para avisos. Las redes de radares amplían la cobertura y el plazo de anticipación (Germann y otros, 2006b). Los datos deben ser interpretados por personal atento y bien formado a fin de proporcionar avisos efectivos.

#### **Técnica para la emisión de avisos de tormentas con radar**

La técnica para la emisión de avisos mediante el uso de radares se atribuye a Lemon (1978), quien describió las características de la reflectividad que se han de observar para emitir avisos de tormentas violentas, lo que incluye tornados, viento fuerte, lluvia fuerte, crecidas repentinas y granizo. Desde entonces, las características Doppler y de la doble polarización, así como otras características de la reflectividad, se han añadido a la lista de criterios. En la figura 7.24 se enumeran las características de los fenómenos meteorológicos extremos (izquierda) y se muestra un ejemplo de ellas (derecha) (Lemon, 1978; Lemon y otros, 1978). Entre estas características se encuentran las reflectividades en altitud intensas, los topes de eco elevados, las zonas de eco débiles en altitud, que indican fuertes corrientes ascendentes, fuertes gradientes de reflectividad de bajo nivel y patrones de bajo nivel en forma de gancho. Cuando el programa informático

1. Célula tormentosa grande con reflectividad elevada (MAX R > 45 dBZ)
2. Alta (topes de eco altos)
3. Zona de eco débil
4. Haz en forma de gancho/riñón
5. Tope del eco por encima de la corriente ascendente/gradiente de reflectividad de bajo nivel
6. Mesociclones de rotación
7. Corrientes descendentes
8. Granizo



**Figura 7.24.** A la izquierda se enumeran las características de los fenómenos meteorológicos extremos (Lemon, 1978). El producto de vista de la célula es una imagen centrada en la célula de tormenta detectada de forma automática y presenta productos útiles para la adopción de decisiones (el número en la vista de la célula coincide con el número de la lista).

de proceso de datos detecta una célula, se crea automáticamente una serie de imágenes en múltiples paneles que se denomina vista de la célula (parte derecha de la figura 7.24). Cada una de las imágenes es un producto derivado de radar que un analista del tiempo violento podría utilizar para determinar la gravedad de la tormenta, en qué etapa de su ciclo de vida se encuentra, y si es necesario emitir un aviso. Teniendo en cuenta la localización de varias características de la tormenta (por ejemplo, la localización del tope de eco, del centroide de la tormenta o del contorno de eco débil), se pueden configurar líneas transversales y crear secciones transversales verticales de forma automática.

La relación espacial tridimensional y temporal es importante para determinar la etapa del ciclo de vida de la tormenta con el fin de anticipar su evolución y, por lo tanto, los avisos que se han de emitir. Se trata de un problema complejo y no todas las tormentas provocan condiciones meteorológicas que alcancen el umbral de gravedad establecido para la emisión de avisos (véase el cuadro 7.9). La técnica inicial, que aún se utiliza hoy en día, consiste en examinar varios productos de radar e interpretar los datos de diversas maneras (figura 7.24).

**Cuadro 7.9. Características de las tormentas según los diferentes umbrales establecidos para la emisión de avisos**

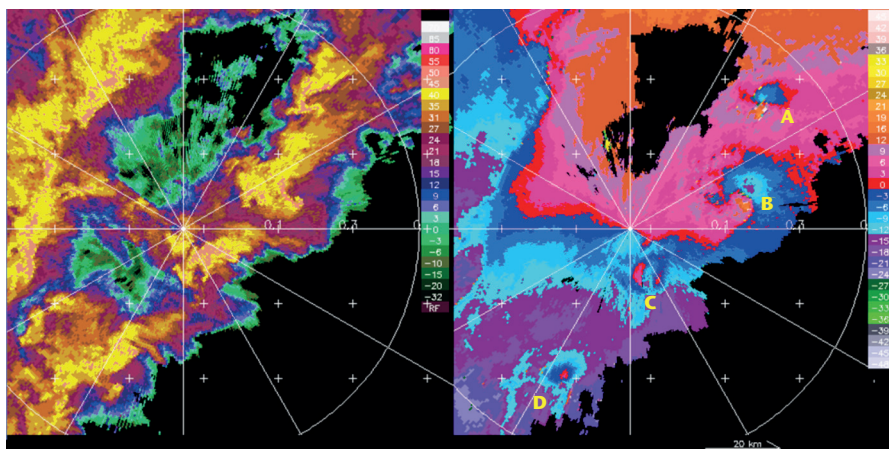
Umbrales	Escala ponderada	Escala (0-8)	Núm. de regiones eco débil acotadas (BWER)	Cizalladura de mesoescala (m/s/km)	Tamaño del granizo (cm)	Corriente descendente (m/s)	Densidad del líquido integrado verticalmente (kg m <sup>2</sup> /km)	Z máx. (dBZ)	Altura máx. de los ecos de 45 dBZ (km)
Mínimo	1	0-2	5-11	4	0,5	10	2,2	30	5,5
Débil	2	3-4	12-17	6	1,3	15	3,0	45	8,5
Moderado	3	5-6	18-21	8	2,3	20	3,5	50	10,5
Violento	4	7+	22-26	10	5,0	25	4,0	60	12,5

Se comenzó a utilizar el radar Doppler para la detección y el seguimiento en tiempo real de tormentas violentas en los primeros años de la década de 1970. Donaldson (1970) fue probablemente el primero en detectar una de las características del flujo de vórtice en una

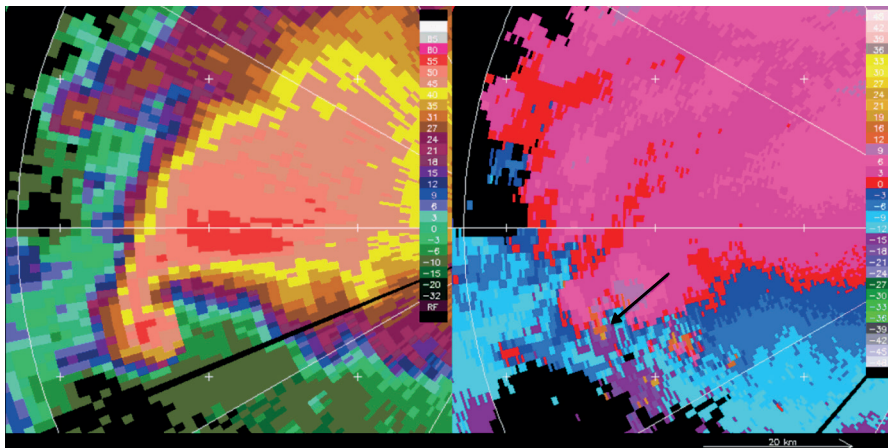


tormenta fuerte. Experimentos cuasi operativos han demostrado que un elevadísimo porcentaje de las señales de vórtice identificadas por análisis Doppler simple vienen acompañadas por granizo devastador, fuertes vientos convectivos o tornados (Ray y otros, 1980; Joint Doppler Operational Project, 1979). Este vórtice se conoce como mesociclón, que es una columna de aire vertical con un movimiento rotatorio ascendente, normalmente con un diámetro de 2 a 10 km. Se ha observado que la firma de un mesociclón es una pequeña anomalía en el patrón de velocidades Doppler, que se forma primero al nivel medio de una tormenta que desciende hacia la base de la nube, y puede coincidir con fenómenos meteorológicos violentos (Markowski, 2002; Burgess, 1976; Burgess y Lemon, 1990; figura 7.25). En el caso de las tormentas violentas, la rotación mesociclónica indica una tormenta fuerte y de larga duración que requiere un aviso de fenómeno meteorológico extremo. Esto se distingue como pequeñas áreas casi circulares de velocidades radiales que se alejan y se acercan alineadas aproximadamente a igual distancia en una dirección acimutal, como puede verse en la figura 7.25. Nótese que el movimiento de la tormenta debe eliminarse para observar fácilmente el par alejamiento-acercamiento. En el hemisferio norte, la rotación se produce generalmente, aunque no siempre, en sentido sinistrorso y viceversa en el hemisferio sur. Este comportamiento permitió mejorar el plazo de antelación para los avisos de las tormentas violentas y de los tornados en 20 minutos o más en experimentos cuasi operativos realizados en Oklahoma (Joint Doppler Operational Project, 1979). En estos experimentos, aproximadamente el 50% de todos los mesociclones produjeron tornados verificados; además, todas las tormentas con tornados violentos se formaron en entornos con cizalladura fuerte y se caracterizaron por mesociclones fuertes (Burgess y Lemon, 1990).

Un tornado tiene un diámetro de entre 200 y 500 m aproximadamente. A menudo se encuentra al límite de resolución del radar, por lo que es difícil de detectar de forma sistemática, a no ser que se utilice un zoom importante para ampliar la imagen. Cuando se detecta, se observa como una diferencia importante en la velocidad radial en los datos de radar de volúmenes adyacentes. Esto se denomina señal del vórtice del tornado y se encuentra dentro de un mesociclón (figura 7.26). A veces, la señal del vórtice del tornado se detecta en altura, aproximadamente media hora o más, antes de que un tornado llegue a tierra. Tras varios años de experiencia con la señal del vórtice de tornado, ha quedado demostrada su gran utilidad para determinar la ubicación de los tornados, generalmente con una aproximación de  $\pm 1$  km. Se estima que es posible detectar entre el 50% y el 70% de los tornados al este de las altas llanuras de las Montañas Rocosas, en Estados Unidos de América (Brown y Lemon, 1976). Se han observado espectros Doppler de gran anchura (momento de segundo orden) relacionados con la ubicación de tornados. Sin embargo, también se ha establecido una buena correlación entre grandes valores de anchura de espectro con grandes valores de turbulencia durante las tormentas. En



**Figura 7.25.** Se observan múltiples mesociclones a lo largo de una línea de tormentas (A a D), que se distinguen como pares de velocidad alejamiento-acercamiento de igual velocidad. Las firmas de velocidad simétrica que se observan en las tormentas no son evidentes o se han eliminado.



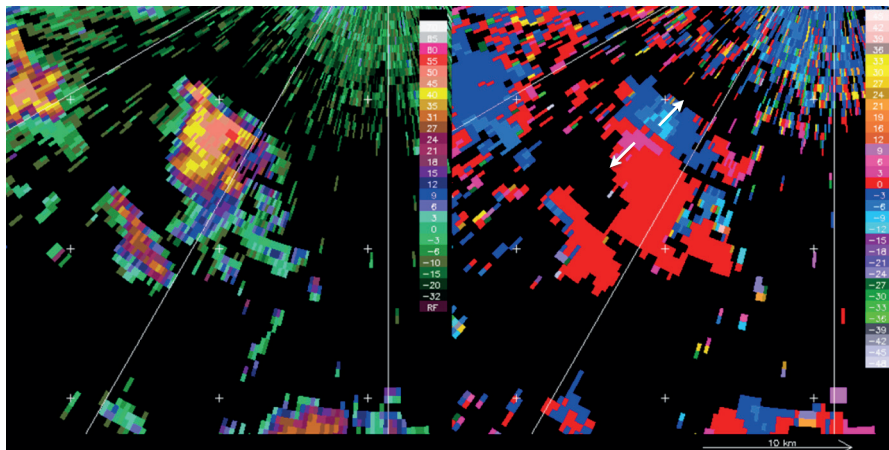
**Figura 26.** Una firma del vórtice del tornado se distingue como un par alejamiento-acercamiento en células de distancia contiguas (véase la flecha en la imagen derecha), dentro de un mesociclón. En la imagen izquierda se observa un eco en gancho típico.

la imagen de reflectividad a continuación (figura 7.26, imagen izquierda), se presenta el típico eco en forma de gancho, que indica la presencia de precipitación relacionada con una corriente descendente fuerte en la cola de una tormenta fuerte.

La divergencia calculada a partir de datos sobre la velocidad radial parece corresponder debidamente a la divergencia total. Se estima que la divergencia radial en la cima de una tormenta coincide con la que existe a la altura máxima de los ecos de precipitación, lo cual es un indicador de la fuerza de las corrientes ascendentes. En experimentos cuasi operativos con radares Doppler se demostró que un aumento en la magnitud de la divergencia probablemente sea el primer indicador de que una tormenta se está volviendo violenta. Además, se ha observado que una fuerte divergencia cerca de la cima de una tormenta es un indicador útil de granizo. Las señales de divergencia a niveles bajos de los descensos violentos del aire se han utilizado con los radares meteorológicos Doppler de aeropuertos para proteger a las aeronaves durante las operaciones de despegue y aterrizaje. Esos radares se construyen especialmente para la vigilancia de zonas limitadas y para rápidas exploraciones reiteradas del espacio aéreo circundante de las terminales aéreas. Como el ciclo de vida de los descensos violentos del aire de poca extensión es de 10 a 20 minutos, para detectarlas eficazmente se requieren sistemas radar especializados (véase la figura 7.27). En la figura se presenta un ejemplo de una corriente descendente húmeda con una importante reflectividad asociada. Es posible que las corrientes descendentes secas no se lleguen a distinguir en los datos de radar si la precipitación se evapora y el radar no detecta ningún otro objetivo. En este caso, es necesario un radar sumamente sensible, o un lidar Doppler o una red de anemómetros. En esta aplicación, el sistema informático del radar proporciona automáticamente avisos a la torre de control de tránsito aéreo (Michelson y otros, 1990). Los vientos de mesoescala (escala de entre 40 y 50 km) son difíciles de interpretar con un radar Doppler, ya que la orientación de las corrientes confunde la hipótesis de uniformidad. Hay que realizar hipótesis de la dirección de viento basadas en estudios de investigación y modelos conceptuales del flujo del aire en esos sistemas (Smull y Houze, 1987). Afortunadamente, en algunos casos, las corrientes y la estructura de la reflectividad tienen peculiaridades, con lo que se pueden distinguir los vientos fuertes y emitir avisos. En la figura 7.28 se muestra un sistema que se desplaza hacia el este y, por lo tanto, toda la fuerza de los vientos derechos se evidencia en las velocidades radiales de alejamiento (naranja) (indicadas con la letra A). En este caso, las velocidades de alejamiento se están moviendo dentro de velocidades de acercamiento. Esto también se observa en la curvatura del eco de reflectividad (imagen izquierda). En otros acimuts, el viento radial no es perpendicular al movimiento del sistema (indicado con la letra B), y el analista tiene que tenerlo en cuenta.

El mejor método para medir los vientos en las precipitaciones es el método Doppler múltiple, utilizado desde mediados de la década de 1970 en programas de investigación científica de duración limitada. Sin embargo, de momento no se prevé la utilización operativa en tiempo real de análisis Doppler dobles o triples a causa de la necesidad de disponer de radares relativamente



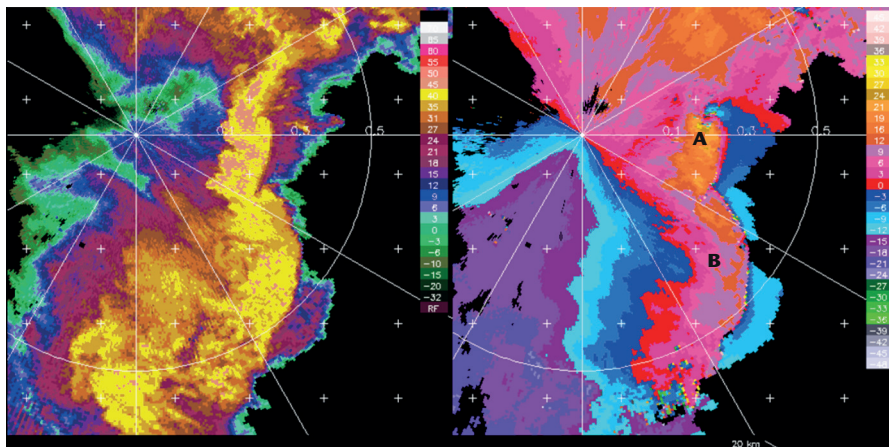


**Figura 7.27** Se observa un descenso violento del aire (micro o macro) como un par de velocidades radiales de alejamiento-acercamiento, alineadas con un radio (véanse las flechas de la imagen derecha). Esta es una característica de las tormentas en rápida evolución, que puede provenir de tormentas corrientes y pequeñas.

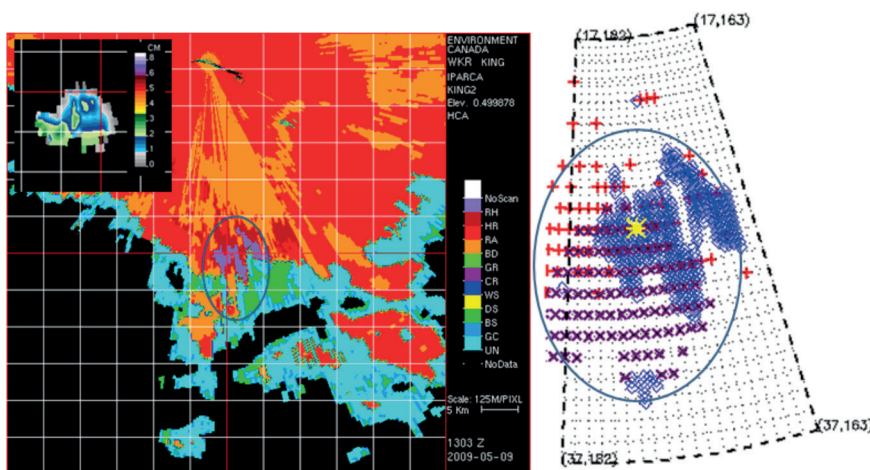
próximos (~40 km). Una excepción podrían ser los aeropuertos, por sus requisitos de área limitada, en que podría ser útil una red de radares de banda X (McLaughlin y otros, 2009; Wurman y otros, 1995).

Se han propuesto numerosas técnicas para identificar el granizo con radares convencionales de longitud de onda de 10 cm, entre ellas la presencia de un eco de 50 dBZ a alturas de 3 u 8 km (Dennis y otros, 1970; Lemon y otros, 1978). En un número limitado de estudios empíricos se ha demostrado la capacidad de predecir el tamaño del granizo (Treloar, 1998; Joe y otros 2004; Witt y otros, 1998). Federer y otros (1978) observaron que la altura de la línea de contorno de 45 dBZ debe superar la altura del nivel de grado nulo en más de 1,4 km para que exista probabilidad de granizo. Una extensión de este método se ha verificado en el Instituto Real de Meteorología de los Países Bajos y se está aplicando (Holleman y otros, 2000; Holleman, 2001). Otro método para mejorar la detección del granizo consiste en emplear radares con dos longitudes de onda, generalmente en las bandas X y S (Eccles y Atlas, 1973). La física de lo que ve el radar en esas diversas longitudes de onda es esencial para comprender las ventajas y las limitaciones de estas técnicas (cambios de sección transversal de los hidrometeoros o distribución de la intensidad).

Según estudios sobre la diversidad de polarización, será posible mejorar la detección del granizo y la estimación de las precipitaciones fuertes basándose en la reflectividad diferencial ( $Z_{DR}$ )



**Figura 7.28** Se puede observar otra firma de vientos peligrosos e intensos como un fenómeno lineal o curvilíneo en los datos de reflectividad (izquierda) o de velocidad radial (derecha).



**Figura 7.29.** La figura insertada es un producto del tamaño de granizo basado en la reflectividad y la imagen grande es un producto obtenido con la técnica de diversidad de polarización que sirve para determinar el tipo de precipitación, incluido el granizo. La imagen de la derecha proporciona un análisis detallado de este ejemplo. La figura es cortesía de Sudesh Boodoo del Ministerio del Medio Ambiente de Canadá.

medida por un radar Doppler de doble polarización (Seliga y Bringi, 1976; figura 7.29). En la imagen de la izquierda se muestra una clasificación de los ecos de radar que utiliza señales de doble polarización en una situación de granizo. La técnica de la lógica difusa se suele utilizar para combinar varios parámetros de doble polarización, tales como  $Z$ ,  $Z_{DR}$ ,  $\rho_{HV}$  y  $K_{DP}$  para determinar la naturaleza de los ecos de radar. En este caso, el sistema de clasificación se indica en la imagen izquierda e incluye, de arriba abajo, los siguientes elementos: granizo, lluvia fuerte, lluvia, gotas grandes, nieve granulada, cristales de hielo, nieve húmeda, nieve seca, dispersión biológica y ecos parásitos terrestres. En la imagen del recuadro se muestra la estimación del tamaño del granizo basada en una combinación de líquido integrado verticalmente (VIL), reflectividad máxima y nivel de congelación (Treloar, 1988; Joe y otros, 2004). Se indica un tamaño máximo del granizo de 3,2 cm. En la imagen derecha se compara en detalle la detección de granizo mediante la doble polarización utilizando datos con dos resoluciones diferentes (símbolo positivo para una resolución de 1 km y símbolo diamante para una resolución 250 m), y tiempos ligeramente diferentes en comparación con la antigua técnica de solo reflectividad (cruces). La elipse azul corresponde a la elipse azul de la imagen izquierda. Los tres algoritmos verificaron el granizo de más de 3 cm que se registró en el aeropuerto (marca amarilla en el centro de las líneas rojas de cuadrícula).

Los últimos avances incluyen la detección y la clasificación automática de las tormentas mediante técnicas de procesamiento avanzadas (Lakshmanan y otros, 2007; Joe y otros, 2002; Joe y otros, 2012). Las tormentas evolucionan en una escala temporal de minutos y la precipitación se forma en altitud. Así pues, la información de radar tanto en altitud como cerca de la superficie se utiliza para identificar el tiempo violento. Por lo tanto, el radar debe explorar en diferentes ángulos de elevación en intervalos de tiempo del orden de 5 minutos.

Los radares Doppler son particularmente útiles para seguir los ciclones tropicales y proporcionar datos sobre la evolución dinámica del ojo, el muro del ojo y las bandas espirales, y sobre la localización y la intensidad de los vientos de fuerza huracanada (Ruggiero y Donaldson, 1987; Baynton, 1979).

### 7.10.3 Predicción inmediata

Una estricta definición de lo que se entiende por predicción inmediata es que se trata de una predicción en una escala temporal de 0 a 2 horas y, tradicionalmente, se refiere a la extrapolación lineal automatizada de la situación actual proporcionada por las observaciones. El sistema de predicción inmediata original se basaba en la realización de un análisis de la correlación cruzada

de dos imágenes de radar (CAPPI) en lo respecta al movimiento de los ecos (Bellon y Austin, 1978). El análisis del movimiento se realizó en nueve sectores de la imagen y se utilizó para extrapolar los ecos hasta 90 minutos en el futuro. Se definieron puntos para las predicciones inmediatas y se creó un meteograma que indicaba los valores más probables (figura 7.30). La figura de la izquierda es una única imagen meteorológica, presentada como un CAPPI que se desplaza hacia el noreste. En la figura de la derecha se presenta la predicción inmediata (la más probable en la columna de la izquierda, y la reflectividad más probable en la columna de la derecha) para varios puntos. Para mayor claridad de la presentación, en el ejemplo se han indicado solo dos puntos. Se trata de un meteograma presentado como una imagen (la hora en ese momento figura arriba y los incrementos de tiempo futuro se presentan en filas sucesivas hacia abajo en incrementos de 10 minutos). Esta predicción inmediata tiene la hipótesis inherente de que el sistema de precipitación persiste durante los siguientes 90 minutos. Esto ilustra las características específicas de las predicciones inmediatas y su precisión en términos de tiempo, espacio y elemento meteorológico. El grado de acierto de esta predicción inmediata es muy alto para los primeros 20 a 30 minutos y se utiliza como un llamamiento a la acción o como un servicio de avisos. No se da por sentada ninguna evolución.

A partir de la composición continental de datos de radar y de una escala de clasificación para filtrar la alta frecuencia o los patrones de reflectividad a pequeña escala, las predicciones inmediatas de los patrones a gran escala tienen un grado de acierto de hasta 6 o más horas y superan el grado de acierto de los modelos de predicción numérica actuales. Esto se compara con las 2 a 3 horas en las escalas más pequeñas. Sin embargo, el nivel de acierto no proporciona la precisión suficiente que requieren los sistemas de alarma que conllevan un “llamamiento a la acción”.

Los estudios con radares Doppler de la función de las líneas de convergencia de la capa límite en la formación de nuevas tormentas confirman los resultados de estudios previos de nubes-arco realizados con datos de satélite. Hay indicaciones de que las líneas de convergencia a mesoescala de la capa límite (incluida la intersección de frentes de ráfagas de una convección anterior) desempeñan un importante papel en la determinación del lugar y del momento en que se forman las tormentas. En Wilson y Schreiber (1986) se recogen y explican varios casos de formación de tornados por líneas de cizalladura del viento no debidas a precipitaciones, observados mediante radares Doppler (Mueller y Carbone, 1987).

Una importante aplicación de predicción inmediata es el análisis de los campos del radar para la iniciación de la convección. Según estudios científicos recientes, las tormentas de masa de aire, que anteriormente se consideraban aleatorias e impredecibles, se forman, de hecho, en entornos atmosféricos limitados de pequeña escala (Wilson y otros, 1998). Estos entornos se observan tanto en el campo de la reflectividad como en el campo de la velocidad radial en condiciones de

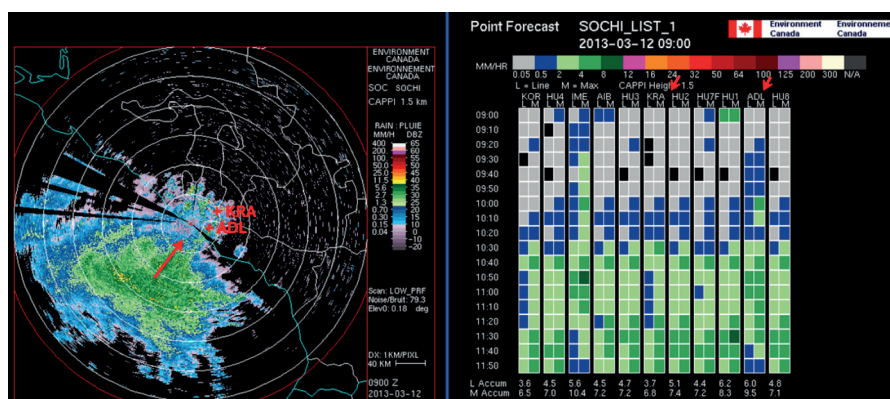
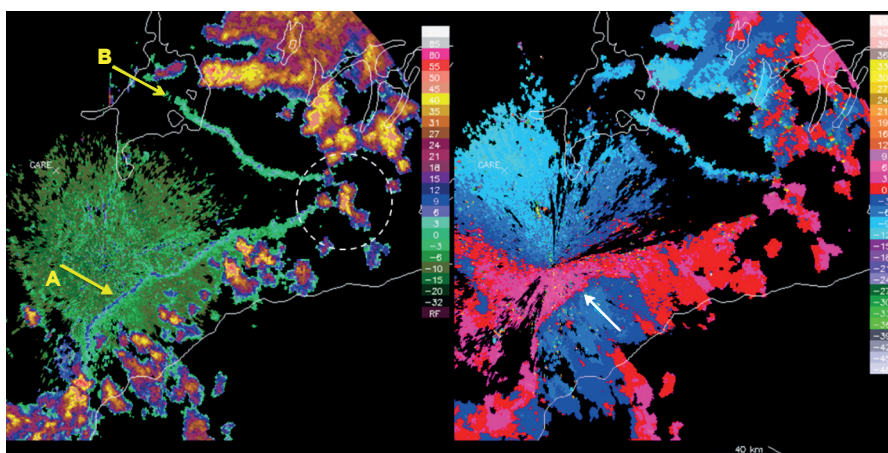


Figura 7.30. Ejemplo de predicción inmediata de correlación cruzada. El fenómeno meteorológico se desplaza desde el suroeste (imagen de la izquierda) y el meteograma de la derecha muestra la intensidad de la precipitación más posible y más probable en diferentes localizaciones (en la imagen izquierda solo se marcan KRA y ADL, que corresponden a la posición sexta y décima de la imagen derecha).





**Figura 7.31.** Los radares modernos son suficientemente sensibles como para observar la brisa de lago y las tormentas de masa de aire (A y B, respectivamente, imagen izquierda). La intersección corresponde a un punto de mayor sustentación y, por lo tanto, a un posible punto de inicio de la convección (véase la formación de la tormenta en el círculo blanco punteado).

ecos que se producen en aire claro como líneas características o líneas convergentes (figura 7.31). Los entornos están constituidos por diversos mecanismos, como la brisa de lago (A), el flujo saliente de la tormenta (B), los flujos catabáticos procedentes de los valles montañosos, las líneas secas y otros aspectos. El incremento de sustentación que se produce en la intersección de estos entornos puede generar tormentas. Obsérvese la señal que define la convergencia en la imagen relativa a la velocidad radial (flecha blanca, imagen derecha).

Las fluctuaciones turbulentas o los insectos pueden ser el origen de los ecos que se producen en aire claro. Según varios estudios sobre los radares de polarización, los insectos son la principal fuente de estas señales de retorno de los radares. Entre las mejoras de los sistemas de predicción inmediata tradicionales se encuentran la predicción de la iniciación y la disipación convectivas, la modelización del ciclo de vida de las tormentas y la utilización de modelos de predicción numérica del tiempo en el análisis (Wilson y otros, 1998; Sun y otros, 2013). Además de los datos de radar, los campos de los modelos asociados, como la temperatura y la humedad, también se extrapolan (Crook y Sun, 2002; Sun y otros, 2013). Entre las mejoras previstas se encuentra la mejora del tiempo de ciclo (actualización rápida de 1 hora o menos), la reducción del tiempo necesario para reconstruir las estructuras del fenómeno con los datos reales de la asimilación ("spin up") y el perfeccionamiento de la física de los modelos de alta resolución (Sun y otros, 2013). Otra aplicación de predicción inmediata que se está desarrollando es la predicción inmediata por conjuntos para la precipitación, en que las pequeñas escalas se filtran y se recrean utilizando una serie de estimaciones coherentes desde el punto de vista estadístico (Seed, 2003).

#### 7.10.4 Estimación de la precipitación

El radar se emplea desde hace mucho para estimar la distribución, la intensidad y, por ende, la cantidad de la precipitación, con una buena resolución en el tiempo y en el espacio. La mayoría de los estudios se han dedicado a las precipitaciones de lluvia, pero también pueden hacerse mediciones de la nieve teniendo debidamente en cuenta la composición del objetivo. El cálculo de la intensidad de la precipitación se basa principalmente en relaciones empíricas derivadas de la potencia de retorno o de la reflectividad. (Marshall y Palmer, 1948; Marshall y Gunn, 1952; Wilson y Brandes, 1979; Chandrasekar y otros, 2003). Los radares de doble polarización utilizan información adicional basada en el cambio de fase de la propagación de la onda atenuada y en la dispersión diferencial debida a las partículas grandes y no esféricas. Son pocos los estudios completos sobre el granizo, debido a la dificultad de recabar información verificada en tierra. Para una descripción más completa de los problemas y las dificultades, así como de la eficacia y la exactitud, conviene consultar los estudios de Joss y Waldvogel (1990) y Smith (1990). Los nuevos sistemas de procesamiento de señales de radar son capaces de eliminar los ecos parásitos

terrestres (incluida la propagación anómala) de varias formas y reducir el problema del perfil vertical de la reflectividad mediante el ajuste realizado con pluviómetros o disdómetros en tiempo casi real.

#### 7.10.4.1 Perfil vertical de la reflectividad

A grandes distancias, generalmente predominan los errores debidos a la imposibilidad de observar las precipitaciones cerca del suelo y la falta de llenado del haz. Debido al aumento o a la evaporación de la precipitación, al movimiento del aire y al cambio de fase (hielo y agua en la capa de fusión, o banda brillante), se observan perfiles verticales de reflectividad muy variables, tanto en el interior de una perturbación como entre dos perturbaciones. La experiencia muestra que el problema del perfil vertical plantea menos dificultades en caso de lluvia convectiva. En cambio, con lluvia o nieve en condiciones estratiformes, el perfil vertical adquiere más importancia. Al aumentar la distancia, el haz se agranda y su altura es mayor. Por consiguiente, las diferencias entre las estimaciones de la precipitación por radar y la lluvia medida en el suelo también aumentan. Normalmente, la reflectividad disminuye con la altura; por lo tanto, la lluvia se subestima en las mediciones por radar en caso de precipitación en condiciones estratiformes. En la figura 7.32 se muestran tres perfiles verticales de la reflectividad idealizados para diferentes situaciones meteorológicas. Estos perfiles se indican a una distancia nula y se van atenuando con la distancia, debido al ensanchamiento del haz. También se produce el efecto de propagación del haz y la parte más baja del perfil deja de contribuir al valor medido. A grandes distancias, en perturbaciones a baja altura, y especialmente cuando las elevaciones bajas de la antena quedan bloqueadas por obstáculos tales como montañas, la subestimación puede ser grande. Estos errores suelen predominar sobre todos los demás. Se puede prescindir fácilmente de ellos cuando se observan perturbaciones a corta distancia únicamente, o cuando se analizan varias perturbaciones situadas aproximadamente a la misma distancia. La distancia efectiva respecto de las estimaciones cuantitativas de la precipitación es de cerca de 80 km para un radar con una anchura del haz de  $1^\circ$  (figura 7.33) y mayor en el caso de los radares con una anchura del haz inferior (120 km para un radar con una anchura del haz de  $0,65^\circ$ ) sin realizar ajustes.

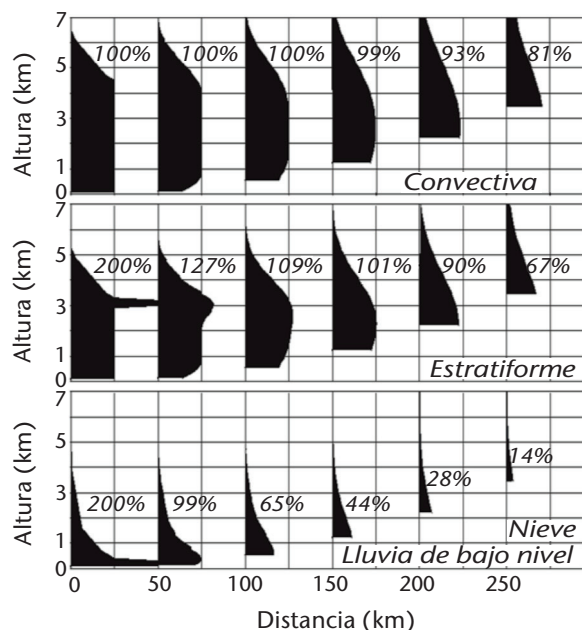
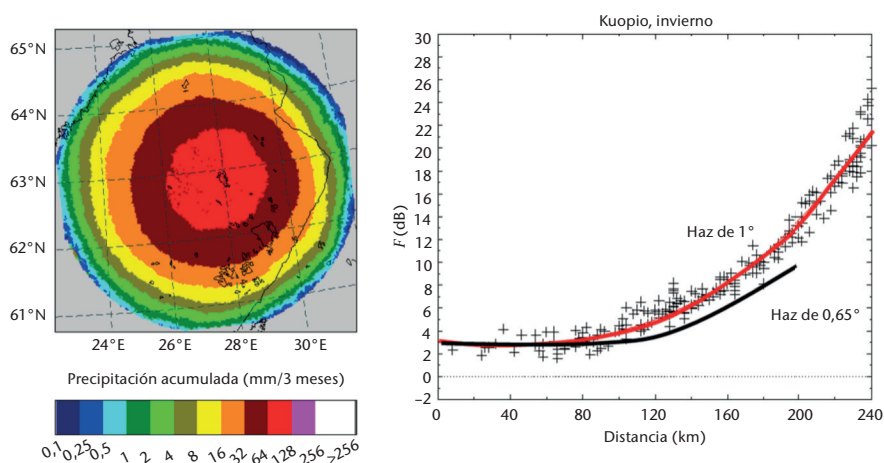


Figura 7.32. El suavizado y la propagación del haz modifican el aspecto del perfil vertical de reflectividad con la distancia. Se ilustran tres situaciones con la reflectividad máxima en la columna como porcentaje de la superficie de precipitación, teniendo en cuenta la banda brillante (adaptado de Joss y Waldvogel, 1990).



**Figura 7.33. Representación de la precipitación derivada del radar acumulada a lo largo de un invierno. El patrón anular se debe principalmente a la falta de llenado del haz a largas distancias para los sistemas meteorológicos superficiales del invierno. La imagen derecha muestra que esto se refleja como una desviación de distancia en las calibraciones de radar (la figura es cortesía de Daniel Michelson, del Instituto Meteorológico e Hidrológico de Suecia, y se basa en datos del Instituto Meteorológico de Finlandia).**

En el caso de las condiciones meteorológicas superficiales, que predominan en condiciones invernales, el efecto de suavizado del haz (ilustrado en la figura 7.32), reduce la reflectividad con la distancia, lo que da lugar a acumulaciones (reflectividad de radar o intensidad de precipitación derivada), que tienen un patrón anular como el que se muestra en la imagen izquierda de la figura 7.33. El llenado no uniforme del volumen del radar con la distancia también contribuye a la rápida reducción de la reflectividad. En el gráfico a la derecha se presentan comparaciones de valores medidos con pluviómetros a lo largo de una estación (la relación de la medida del radar respecto de las medidas realizadas *in situ* con un pluviómetro), para ilustrar la degradación del volumen de precipitación medido. En este emplazamiento en concreto, con un radar con una anchura del haz de  $1^\circ$  y en este régimen meteorológico (Finlandia en invierno), la distancia efectiva (parte plana de la curva) es de alrededor de 80 km para estimaciones de precipitación directas. Dado que el efecto es geométrico, una anchura del haz más reducida ampliaría esta "distancia efectiva". La ilustración corresponde a una anchura del haz de  $0,65^\circ$ , en cuyo caso la distancia efectiva se amplía hasta entre 110 y 120 km aproximadamente.

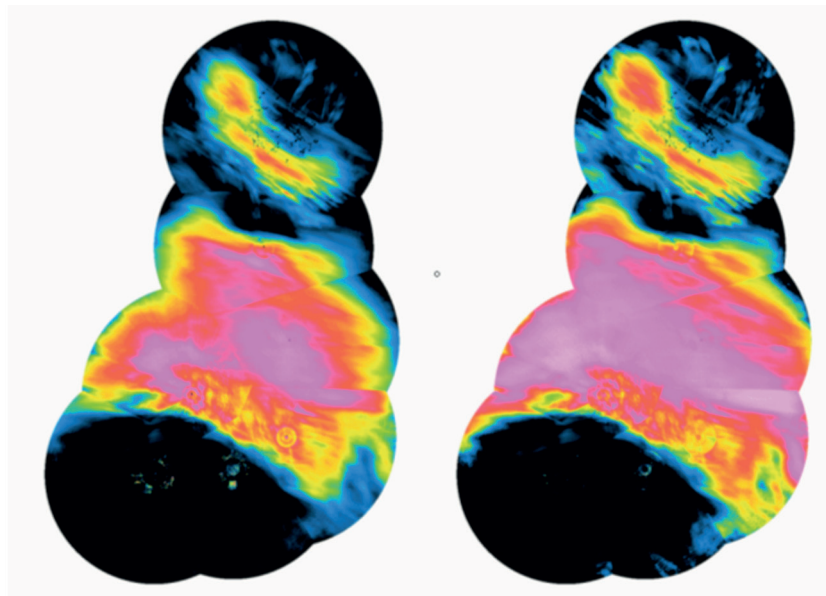
Hasta ahora no se ha aceptado con carácter general ningún método de compensación de los efectos del perfil vertical de la reflectividad en tiempo real, pero se pueden señalar tres métodos de compensación:

- Corrección dependiente del alcance. El efecto del perfil vertical está asociado a la combinación de la creciente altura del eje del haz y a su agrandamiento con la distancia. En consecuencia, se puede aplicar un factor climatológico medio, dependiente del alcance, para obtener una corrección en primera aproximación. Puede haber diferentes factores apropiados para distintas categorías de perturbación; por ejemplo, convectiva o estratiforme.
- Ajuste variable en función del espacio. A veces, cuando las características de la precipitación varían sistemáticamente en la zona considerada, o cuando la cobertura por radar no es uniforme debido a la topografía o a obstáculos locales, puede ser conveniente hacer correcciones variando el acimut y la distancia. Si se dispone de suficiente información previa, se pueden introducir factores medios de ajuste en las tablas de consulta apropiadas; si no, las correcciones han de deducirse de los propios datos de reflectividad o de comparaciones con datos pluviométricos.
- Perfiles verticales completos. Los perfiles verticales de las perturbaciones varían según el lugar y el momento, y el nivel más bajo, visible para el radar, varía normalmente debido

a las irregularidades del horizonte del radar. En consecuencia puede ser necesario un proceso de corrección punto por punto utilizando un perfil vertical representativo para cada zona considerada, a fin de obtener los mejores resultados. Pueden obtenerse perfiles representativos a partir de los propios datos de las exploraciones de volumen de radar, de resúmenes climatológicos o de modelos de perturbaciones. Se trata del método más complejo, pero puede aplicarse con sistemas modernos de datos (Joss y Lee, 1993).

En la figura 7.34 se muestra un ejemplo del último método para corregir el perfil vertical de la reflectividad con el efecto de la distancia, que actualmente se realiza de forma periódica en las redes de radares. La figura de la izquierda muestra la intensidad de la precipitación acumulada en 24 horas durante el paso de un frente estacionario observada por radar. El patrón debería ser mucho más uniforme. La figura de la derecha se ha creado a partir de un ajuste del efecto del perfil vertical de la reflectividad para grandes distancias y, por lo tanto, la acumulación en los bordes ha aumentado. La diferencia entre las imágenes también muestra las ventajas del trabajo en red para elaborar productos de precipitación, puesto que el efecto del perfil vertical de los radares individuales no es tan importante en una red de radares.

Las mejoras en las técnicas de procesamiento y visualización digital de los datos de radar y la integración en tiempo real con redes de pluviómetros han permitido crear nuevos productos cuantitativos, a base de radar, para aplicaciones hidrometeorológicas. En varios países de Europa y en Japón se utilizan esos productos de radar con modelos numéricos para la predicción operativa de las crecidas y su control (Berenguer y otros, 2012; Cluckie y Owens, 1987). Para monitorizar la cantidad de lluvia se dispone de un potente producto de predicción inmediata que consiste en una síntesis de datos de radar y datos de pluviómetros. Uno de los métodos aplicados en Japón (Makihara, 2000) es el análisis de precipitaciones utilizando componentes de la red de radares del Sistema de adquisición automática de datos meteorológicos (AMeDAS). La intensidad del eco captado mediante una red de radares se convierte en intensidad de precipitación utilizando la relación  $Z-R$ , y se calcula la cantidad de precipitación en 1 hora a partir de la intensidad de precipitación. Luego se calibran las cantidades estimadas utilizando las cantidades de lluvia observadas mediante pluviómetros para obtener con gran exactitud un gráfico de la cantidad de lluvia durante 1 hora.



**Figura 7.34.** En la imagen se muestra un frente estacionario este-oeste. La imagen de la izquierda muestra la disminución con la distancia (véase la figura 7.33) y la imagen de la derecha muestra el ajuste de distancia realizado a los datos (la figura es cortesía de Jarmo Koistinen, del Instituto Meteorológico Finlandés).



### 7.10.4.2 Relación Z-R

En condiciones ideales (cerca del radar, sin artefactos), la precipitación se mide habitualmente utilizando la relación Z-R:

$$Z = A R^b \quad (7.13)$$

donde  $A$  y  $b$  son constantes. La relación no es única, pues se han desarrollado numerosas relaciones empíricas para diversos climas o localidades y tipos de tormenta. Los valores nominales y característicos del índice y del exponente son:  $A = 200$ ;  $b = 1,60$  (Marshall y Palmer, 1948; Marshall y Gunn, 1952). Esto puede aplicarse con un factor de exactitud de 2, tanto para la lluvia como para la nieve. La ecuación se formula teniendo en cuenta varias hipótesis que puede que no sean siempre totalmente válidas. Sin embargo, la historia y la experiencia muestran que, en la mayoría de los casos, la relación da una buena estimación de la precipitación en el suelo, a menos que haya anomalías evidentes (figura 7.35). En un estudio sobre la relación Z-R de uso mundial se indicó que la relación Marshall-Palmer se utiliza en el 80% de los radares meteorológicos operativos, un gran logro si se tiene en cuenta la poca cantidad de datos utilizada para crear la relación original (Sireci y otros, 2010). La línea roja de la figura 7.35 representa la relación original Marshall-Palmer (en Marshall y Gunn, 1952, y en Marshall y Palmer, 1948). A lo largo de los años, se ha intentado mejorar la relación, y las líneas negras representan otras relaciones (Battan, 1973). Cabe destacar que la relación original, elaborada con pocas mediciones y en un régimen meteorológico específico, ha funcionado bien durante años.

Pueden exponerse algunas generalidades. En longitudes de onda de 5 y 10 cm, la aproximación de Rayleigh es válida a todos los efectos prácticos, salvo en presencia de granizo ( $Z > 57$  dBZ suele considerarse el límite entre la precipitación y el granizo). Las grandes concentraciones de hielo mezclado con agua pueden provocar anomalías, sobre todo cerca del nivel de fusión. Teniendo en cuenta el factor del índice de refracción del hielo (es decir,  $|K|^2 = 0,208$ ) y eligiendo una relación apropiada entre el factor de reflectividad y la intensidad de la precipitación ( $Z$  con relación a  $R$ ), se pueden estimar razonablemente las cantidades de precipitación en condiciones de nieve (el valor de 0,208, en lugar de 0,197 para el hielo, tiene en cuenta la variación del diámetro de las partículas cuando se trata de partículas de agua y de hielo de igual masa). Sin embargo, los sistemas de medición de la caída de nieve son problemáticos, y hay pocos estudios de la relación radar-nevada.

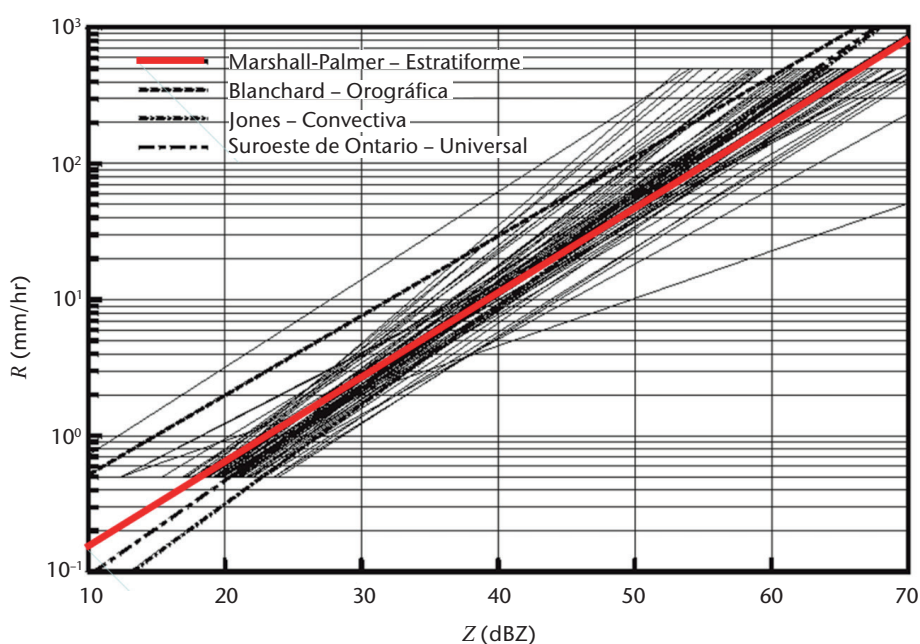


Figura 7.35. Gráfico de diversas relaciones Z-R, de Battan (1973)

La intensidad de la precipitación ( $R$ ) es un producto de la masa contenida y de la velocidad de caída en un volumen de radar. Es aproximadamente proporcional a la cuarta potencia del diámetro de las partículas. No existe, pues, ninguna relación única entre la reflectividad del radar y la intensidad de la precipitación, ya que la relación depende de la distribución del tamaño de las partículas. Por esta razón, la variabilidad natural en tal distribución es una importante fuente de incertidumbre en las mediciones de la precipitación por radar cuando se tienen en cuenta otros factores.

Las relaciones empíricas  $Z$ - $R$  y las variaciones entre una formación tormentosa y otra y en el interior de una misma tormenta han sido objeto de numerosos estudios en los últimos 40 años, en particular en los estudios sobre las tormentas. Se puede obtener una relación  $Z$ - $R$  calculando los valores de  $Z$  y de  $R$  a partir de distribuciones medidas del tamaño de las gotas mediante un instrumento llamado disdrómetro. También se puede comparar el valor de  $Z$  medido en altura por el radar (se denomina entonces factor de reflectividad del radar equivalente y se designa mediante  $Z_e$ ) con  $R$  medida en el suelo. Con este último procedimiento se trata de reflejar cualquier diferencia que exista entre la precipitación en altura y la que llega al suelo. También puede haber errores en la calibración del radar, por lo que el resultado no es estrictamente una relación  $Z$ - $R$ . Los disdrómetros se utilizan en redes operativas para determinar la relación  $Z$ - $R$  en el ámbito de la climatología, los estudios de tormentas y los ajustes en tiempo real, y son muy sensibles y pueden detectar una precipitación muy débil.

Se ha prestado mucha atención a la posibilidad de explicar parte de la variabilidad de la relación  $Z$ - $R$ , separando las perturbaciones según el tipo de lluvia (convectiva, no celular, orográfica). Las variaciones de la distribución del tamaño de las gotas son ciertamente importantes, pero con frecuencia se sobrestima su importancia relativa. Después de establecer alguna media en el tiempo y/o en el espacio, se observa que los errores asociados a esas variaciones raramente exceden en un factor de 2 en la intensidad de la lluvia. Dichos errores son la principal fuente de variación en experimentos bien definidos, a distancias cortas.

#### 7.10.4.3 **Ajustes mediante el uso de pluviómetros**

En opinión general, las comparaciones con los datos de los pluviómetros deberían hacerse regularmente para comprobar el funcionamiento del radar, y se deberían efectuar los ajustes apropiados si se observaran claramente errores sistemáticos del radar. Sin embargo, esto debe realizarse juiciosamente, ya que un ajuste realizado en una determinada situación puede generar problemas en otras situaciones. En los casos en que las estimaciones realizadas por radar difieran considerablemente de las de los pluviómetros, ya sea por un problema de calibración o de otro tipo, con esos ajustes se pueden conseguir importantes mejoras.

Las estimaciones de la precipitación a nivel del suelo mediante sistemas radar se efectúan en general para áreas que suelen tener una resolución espacial de entre 1 y 4 km<sup>2</sup>, en períodos sucesivos de 5 a 15 minutos, utilizando exploraciones con un indicador panorámico de ángulo de elevación reducido (ángulos de elevación <1°), productos sintéticos de indicador panorámico de altitud constante o incluso productos aún más sofisticados. Al comparar las estimaciones radar con las mediciones instantáneas de precipitación en los pluviómetros sobre el terreno, se ha encontrado que sus valores se diferencian en menos de un factor de 2. El pluviómetro muestrea una superficie sumamente reducida (100 cm<sup>2</sup>, 200 cm<sup>2</sup>), en tanto que el radar integra sobre un volumen, a una escala mucho mayor (1 a 4 km<sup>2</sup>). Esta diferencia representa una parte importante de la discrepancia. Hay indicios de que la exactitud de los datos pluviométricos puede ser, para algunos fines, bastante inferior a la supuesta comúnmente, sobre todo si las estimaciones proceden de un número relativamente reducido de pluviómetros (Neff, 1977). El éxito métrico es algo que conviene considerar. Los promedios estacionales pueden resultar aceptables en el caso de determinadas aplicaciones y una sola relación  $Z$ - $R$  puede ser suficiente. Sin embargo, para el caso de avisos de crecidas repentinas, pueden hacer falta ajustes en tiempo real.

Cabe señalar que estos ajustes no garantizan automáticamente la mejora de las estimaciones efectuadas por radar, y que a veces las estimaciones ajustadas son peores que las originales. Así ocurre especialmente en el caso de lluvia convectiva, donde el alcance vertical del eco mitiga las dificultades asociadas al perfil vertical, y los datos obtenidos con los pluviómetros son dudosos

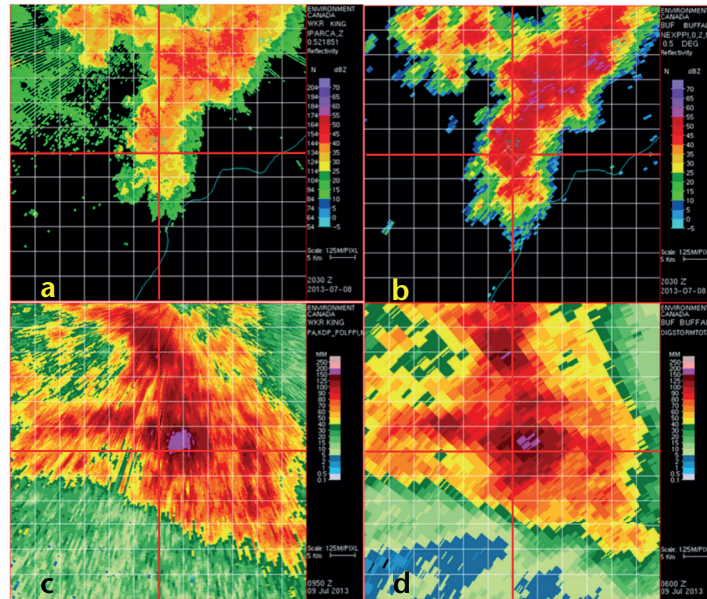
a causa de un muestreo no representativo. Asimismo, la distancia de correlación espacial puede ser pequeña, y la comparación pluviómetro-radar resulta cada vez más inexacta con la distancia desde el pluviómetro. Una regla general es que los ajustes producirán sensibles mejoras solo si las diferencias sistemáticas (es decir, el error o sesgo) entre las estimaciones de las precipitaciones por radar y por pluviómetro es mayor que la desviación típica de la dispersión aleatoria de las comparaciones de pluviómetro y radar. Esta regla permite determinar si deberían utilizarse los datos pluviométricos para hacer ajustes, e indica que los datos disponibles deberían ser comprobados antes de proceder realmente a un ajuste. Se han estudiado varios métodos, pero ninguno cuenta con la aceptación general.

#### 7.10.4.4 **Técnicas de doble polarización para medir la precipitación**

Se han propuesto diversas técnicas para utilizar radares con diversidad de polarización a fin de mejorar la medición de las precipitaciones. En particular, se ha sugerido que la diferencia entre las reflectividades medidas con polarización horizontal y vertical ( $Z_{DR}$ ) o el cambio de fase ( $\phi_{DP}$  o  $K_{DP}$ ) puede proporcionar información útil sobre las distribuciones del tamaño de las gotas (Seliga y Bringi, 1976). El método depende de las deformaciones hidrodinámicas sufridas por las grandes gotas de lluvia, aportando las precipitaciones más intensas y las gotas de mayor tamaño señales de polarización más fuertes. En primer lugar, se debe corregir la atenuación y, de nuevo, las técnicas de doble polarización son aplicables en este caso. Se está investigando mucho todavía si esta técnica es prometedora para la medición de las precipitaciones en la práctica (English y otros, 1991). En longitudes de onda largas, los umbrales de la intensidad de la precipitación, en que las técnicas de  $K_{DP}$  resultan eficaces, son más elevados (por ejemplo, en la banda S, es de aproximadamente 20 mm h<sup>-1</sup> y en la banda X, de cerca de 4 mm h<sup>-1</sup>).

A distancias cortas (con elevada resolución espacial), los radares con diversidad de polarización pueden proporcionar información valiosa sobre la distribución de las partículas de las precipitaciones y otros parámetros propios de la física de las nubes. A distancias mayores, no se puede tener la seguridad de que el haz del radar esté lleno de hidrometeoros distribuidos homogéneamente, por lo que resulta más incierta la relación empírica entre la señal polarimétrica y la distribución del tamaño de las gotas. Por supuesto, será útil conocer mejor la relación Z-R, pero incluso aunque las técnicas de parámetros múltiples funcionaran perfectamente, el error causado por la relación Z-R solo podría reducirse del 33% al 17%, como se señala en Ulbrich y Atlas (1984). Para aplicaciones hidrológicas a corta distancia, la corrección de otros errores (considerados ya anteriormente) es generalmente mucho mayor, tal vez de un orden de magnitud o más.

Los radares de doble polarización pueden corregir la atenuación, el llenado parcial del haz y los bloqueos parciales del haz. En la figura 7.36 se muestra un radar de banda C que utiliza la técnica de la polarización para corregir la atenuación. Los parámetros de la doble polarización son sensibles al tamaño y a la forma de las partículas grandes y, cuanto menor es la longitud de onda, más sensible es el radar. En este ejemplo, se observó un sistema de precipitación que causó inundaciones localizadas con un radar de banda C y un radar de banda S. El de banda C (situado en King City, con un haz de 0,65°) se hallaba a aproximadamente 40 km de la inundación y el de banda S (situado en Búfalo, con un haz de 1°), estaba a unos 100 km. Las imágenes a) y b) muestran un ejemplo de la baja reflectividad de ambos radares. Las líneas reticulares representan líneas de referencia. El pluviómetro está situado a aproximadamente 7 km al suroeste. Los datos obtenidos del radar de banda C están atenuados en comparación con los del radar de banda S (la imagen b) es más intensa que la imagen a)). Durante el episodio, la humedad que afecta al radomo del radar de banda C atenúa considerablemente la señal. Las imágenes c) y d) son acumulaciones basadas en sus respectivos productos de precipitación derivados de la doble polarización para el período de 8 horas de duración del episodio (véase también la figura 7.37). La diferencia de resolución es evidente, pero los patrones de acumulación son muy similares. Estas imágenes ilustran el gran potencial de los radares de doble polarización de banda C para superar una importante atenuación. Es interesante observar que la estimación de la precipitación obtenida del radar de doble polarización de banda S es en realidad menor y más cercana al valor del pluviómetro (no se muestra en las imágenes) que la que se obtiene utilizando la relación Z-R tradicional, ya que se utilizó la clasificación de las partículas de granizo respecto de la lluvia para evitar la sobreestimación.



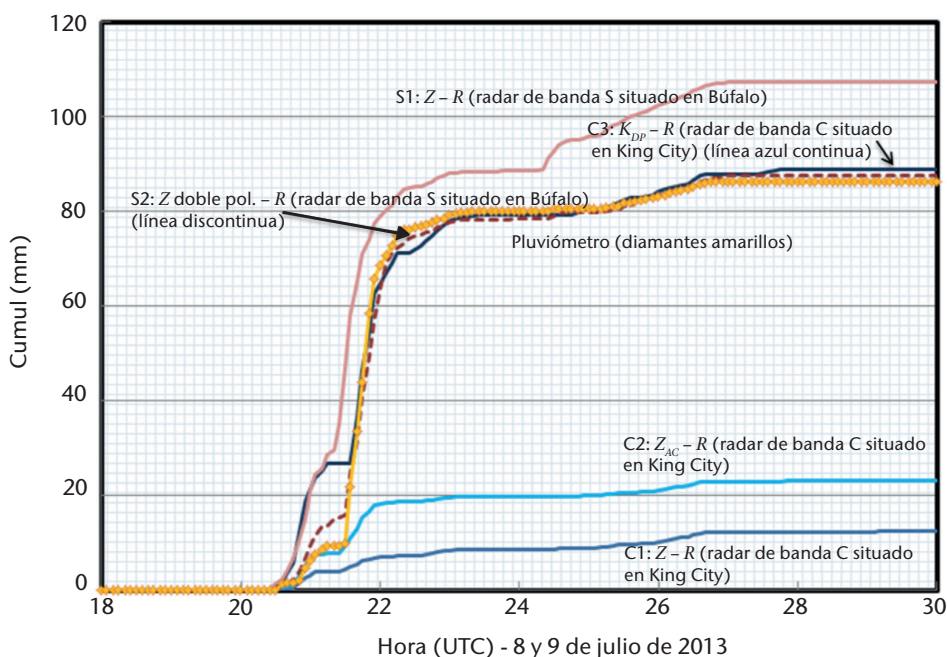
**Figura 7.36.** Las figuras de la parte superior muestran la atenuación de un radar de banda C (imagen a) comparada con la de un radar de banda S (imagen b)) en un instante. Las figuras de la parte inferior representan las precipitaciones acumuladas a lo largo del episodio y muestran una similitud notable tras la corrección mediante la diversidad de polarización (véase también la figura 7.37; la figura es cortesía de Sudesh Boodoo, del Ministerio del Medio Ambiente de Canadá).

En la figura 7.37 se presenta una comparación de varias estimaciones de las precipitaciones por radares de banda C y S y por pluviómetro. Las líneas inferior (C1) y superior (S1) representan acumulaciones basadas en la reflectividad simple tradicional convertidas a intensidad de la precipitación ( $Z = 300 R^{1.4}$ ) obtenidas del radar de banda C situado en King City (a 40 km del emplazamiento del pluviómetro) y del radar de banda S situado en Búfalo (a 100 km del emplazamiento del pluviómetro). Ambos radares están calibrados correctamente y tan solo se ha aplicado a los datos la eliminación de los ecos parásitos terrestres del radar Doppler. La línea  $Z_{AC}-R$  (C2) es una reflectividad  $Z_{DR}$  a la que solo se ha corregido la atenuación, convertida en intensidad de precipitación y acumulada. La línea discontinua (S2) y la línea de color azul oscuro (C3) representan las estimaciones de las precipitaciones obtenidas mediante una combinación de técnicas de doble polarización con el radar de banda S (S2) y mediante la técnica  $K_{DP}-R$  con el radar de banda C (C3), respectivamente. Los resultados mejorados del radar de banda S situado en Búfalo se atribuyen a la eliminación de la desviación debida al granizo utilizando la técnica de doble polarización de clasificación de partículas. La técnica relativa a la fase diferencial específica ( $K_{DP}$ ), que no es sensible a la atenuación, al bloqueo parcial del haz y al relleno parcial del haz, mejora las estimaciones del radar de banda C situado en King City. Esto ilustra el efecto de la doble polarización en el uso cuantitativo tanto de los radares de banda S como en los de banda C. También muestra que la doble polarización tiene una mayor repercusión en los radares de banda C.

### Discriminación entre lluvia, nieve y granizo y clasificación de otros objetivos

En el caso de los radares convencionales o de reflectividad únicamente, el patrón y la intensidad del eco se utiliza para estimar de forma aproximada la naturaleza del objetivo. En verano, las reflectividades inferiores a alrededor de 12 dBZ se consideran ecos sin precipitación, la lluvia débil tiene una reflectividad de aproximadamente 30 dBZ y la lluvia fuerte de hasta aproximadamente unos 50 dBZ. Las reflectividades situadas por encima de 57 dBZ se consideran granizo. En general, la nieve no se puede discriminar con este tipo de radares en el plano horizontal. En el plano vertical, la banda brillante (región con una importante reflectividad debido a las grandes agregaciones de nieve húmeda) diferencia la nieve en altitud de la lluvia





**Figura 7.37. Meteograma de lluvia acumulada de un pluviómetro (línea amarilla con símbolos) y de estimaciones de acumulación de precipitación de tres radares de banda C (C1, C2, C3) y de dos radares de banda S (S1, S2), mediante la utilización de diferentes técnicas de diversidad de polarización para un emplazamiento de pluviómetro. El punto está aproximadamente a 7 km al suroeste del centro (véase también la figura 7.36; la figura es cortesía de Sudesh Boodoo, del Ministerio del Medio Ambiente de Canadá).**

en las capas bajas. Los radares de doble polarización caracterizan el objetivo mediante la información sobre la reflectividad de los canales ortogonales, su señal de polarización cruzada y los cambios en la fase de propagación. También se utiliza la temperatura en superficie, la humedad y el sondeo procedentes de modelos de predicción numérica del tiempo. Las técnicas de la lógica difusa emplean estimaciones independientes obtenidas a partir de varios parámetros de doble polarización para clasificar el tipo de eco según las siguientes categorías: eco parásito terrestre, lluvia, nieve, granizo, dispersión biológica e incluso gotas grandes y pequeñas (figura 7.29).

Las aeronaves se distinguieron como anomalías puntuales aisladas y los ecos terrestres, como ecos fijos o permanentes a cortas distancias alrededor del radar. Las reflectividades de las aeronaves y de los ecos terrestres pueden variar considerablemente, ya que las pequeñas variaciones registradas en el ángulo de presentación dan lugar a cambios sustanciales en la retrodispersión.

Los radares Doppler pueden identificar blancos inmóviles, como los ecos parásitos terrestres y los ecos causados por una propagación anómala, incluso en presencia de fenómenos meteorológicos. Estos objetivos terrestres pueden filtrarse de forma efectiva durante el procesamiento de la señal para obtener la "reflectividad corregida" (en relación con los ecos parásitos terrestres). La mayoría de los radares modernos, si no todos, disponen del sistema Doppler y, por lo tanto, ofrecen estas posibilidades. Antes de la creación de los radares Doppler, se utilizaban varias técnicas para eliminar los ecos parásitos terrestres, entre las que figuran las siguientes: i) CAPPI; ii) mapas de ecos parásitos terrestres, y iii) fluctuaciones estadísticas de las estadísticas sobre la reflectividad.

#### 7.10.5 Estimación del viento/mapa de vientos

Las velocidades Doppler son velocidades radiales y hay muchas velocidades reales diferentes que pueden crear la misma velocidad radial. De ahí que las velocidades radiales por sí solas resulten

ambiguas y requieran hipótesis de simplificación para poderse interpretar. En las pantallas de color normales, a las velocidades comprendidas entre  $-V_{\text{máx}}$  y  $+V_{\text{máx}}$  se les suelen asignar colores cálidos o fríos para indicar movimientos de alejamiento o de acercamiento. Las velocidades superiores a la velocidad de Nyquist (no ambigua o ampliada) entran en la escala de colores en el extremo opuesto. Este proceso puede repetirse si hay ambigüedad en las velocidades en más de un intervalo de Nyquist.

#### 7.10.5.1 **Medición del perfil del viento**

El radar Doppler puede utilizarse para obtener perfiles verticales de los vientos horizontales a escala sinóptica. Cuando la antena del radar está orientada por encima de la horizontal, la altura aumenta en función de la distancia. Se puede obtener un perfil del viento según la altura, ajustando las curvas sinusoidales a los datos observados (técnica denominada "representación velocidad-acimut" (VAD) por Lhermitte y Atlas, 1961), si el viento es relativamente uniforme o lineal en la zona explorada. Los vientos a lo largo de la línea de contorno correspondiente a una velocidad radial nula son perpendiculares al eje del haz del radar. Es fácil interpretar en pantallas de color los datos VAD obtenidos a partir de sistemas de precipitación de gran escala. Los esquemas de exploración cónica en altitud típicos cuando hay precipitaciones generalizadas revelan una línea de contorno en forma de S para una velocidad radial nula cuando el viento medio cambia de dirección con la altura (Wood y Brown, 1986). Otras veces, son evidentes las líneas de contorno cerradas que representan las corrientes en chorro. Véase la figura 7.12 como ejemplo de mapa sinóptico de campos de viento Doppler.

Si se puede asumir la hipótesis de uniformidad, también pueden obtenerse estimaciones de la divergencia empleando la técnica VAD, fijando la curva con un valor constante de la ecuación. Sin embargo, esta técnica no puede emplearse con exactitud en períodos de precipitación convectiva alrededor del radar, ya que en estos casos no se cumple la hipótesis de uniformidad. Con radares Doppler se ha logrado obtener perfiles del viento y estimaciones de la divergencia en la capa límite, cuando está ópticamente despejada, en todos los meses del año salvo los más fríos, hasta alturas de 3 a 5 km sobre el nivel del suelo. La técnica VAD parece muy apropiada para medir vientos procedentes de sistemas de precipitación asociados a ciclones extratropicales y tropicales. Si el radar funciona en modo de aire claro, una serie cronológica de mediciones de divergencia y velocidad vertical derivada es particularmente útil para la predicción inmediata de la probabilidad de convección profunda.

#### 7.10.5.2 **Características del viento convectivo**

En el caso de la convección, el viento en pequeña escala se debe a la divergencia, a la convergencia y a la rotación observados en los frentes con vientos racheados, descensos violentos del aire, mesociclones, etc. Esto se ve como pequeñas anomalías de entre un kilómetro y decenas de kilómetros embebidas en flujos medios de escala de cientos de kilómetros. Considerando hipótesis sobre el flujo, en combinación con modelos conceptuales y con la comprensión de las tormentas o de los efectos convectivos de mesoescala, la visualización en color de los esquemas de la velocidad radial obtenida con un solo radar Doppler hace posible la interpretación en tiempo real y el diagnóstico de la gravedad de la tormenta (Burgess y Lemon, 1990). En Lemon (1978) se enumeran las características y el procedimiento de diagnóstico para determinar las tormentas fuertes (véase la sección 7.10.2). Las características del viento convectivo confunden la interpretación de los campos de viento, en particular cuando se observan flujos de mesoescala de 40 a 100 km y regímenes tridimensionales, como en el caso de los terrenos montañosos accidentados.

#### 7.10.5.3 **Elaboración de mapas de vientos**

Desde mediados de la década de 1970 se realizan experimentos para medir campos de viento tridimensionales utilizando redes de varios radares Doppler. Las mediciones efectuadas en un lugar dado, en una zona de precipitación, pueden combinarse utilizando una transformación geométrica apropiada para obtener las tres componentes del viento. Esas estimaciones pueden

hacerse asimismo con dos radares solamente, aplicando la ecuación de continuidad. En Browning y Wexler (1968) se describe el análisis cinemático del campo de viento. Sin embargo, para realizar una estimación exacta de la velocidad, los radares deben estar relativamente cerca unos de otros (de 40 a 80 km) y la zona en que se hallan los objetivos ha de ser perpendicular a la línea de base de los dos radares. Desde el punto de vista operativo, es poco frecuente que los radares estén situados tan cerca unos de otros.

#### 7.10.6 **Iniciación y modelos de predicción numérica del tiempo**

Algunos centros de predicción numérica del tiempo utilizan varios productos y datos de radares para la asimilación de datos. No todos los modelos emplean los mismos productos. La precipitación es un parámetro derivado en los modelos de predicción numérica del tiempo y, por lo tanto, la precipitación y los campos de reflectividad son difíciles de correlacionar directamente. Los vientos son variables directas del modelo y las velocidades radiales pueden interpretarse con menos aparatología. Estas variables incluyen perfiles de viento obtenidos mediante la técnica VAD, campos de precipitación en superficie derivados en modelos mundiales y, en algunos casos, campos de velocidad radial y de reflectividad tridimensionales para zonas locales y modelos a pequeña escala en coordenadas polares. En López (2011) se demuestra la importancia de asimilar el producto estadounidense de precipitación en superficie Stage IV respecto al tiempo en Europa y Asia. Estas y otras aplicaciones (seguimiento de los tifones) son los principales impulsores de la iniciativa de intercambio de datos de radares meteorológicos a nivel mundial.

#### 7.10.7 **Estimación de la humedad**

Una nueva técnica innovadora es la estimación de la humedad a partir de las diferencias de propagación del haz de los ecos procedentes de los objetivos terrestres omnipresentes (Fabry, 2004). Esta técnica es contraria a la lógica de emplazar los radares meteorológicos de manera que se minimicen los ecos parásitos del suelo. Las fluctuaciones del índice de refracción producen cambios en la longitud de la trayectoria del haz, que se pueden detectar como cambios de fase de la señal o de desplazamiento Doppler. Comparando el desplazamiento en seco con el desplazamiento en condiciones de humedad, y teniendo en cuenta las ambigüedades del alcance, la variación en la longitud que recorre la radiación puede estimarse y luego relacionarse con la variación del índice de refracción utilizando la ley de Snell. El índice de refracción depende de la temperatura, de la presión y, sobre todo, de la humedad, y, por lo tanto, esta última puede estimarse muy cerca del radar. Muchos radares experimentales cuentan con esta capacidad y algunos sistemas operacionales (en Francia y Reino Unido) están creando un prototipo para el despliegue operacional.

#### 7.11 **PRODUCTOS METEOROLÓGICOS**

Los datos de radar pueden procesarse para proporcionar diversos productos meteorológicos para servir de apoyo a diversas aplicaciones. La calidad de estos productos depende del tipo de radar, de la estrategia de exploración, de sus características de procesamiento de la señal, y del sistema de control y análisis/producción de datos asociado al radar. Estos productos son, entre otros, cuadrículas de parámetros de radar brutos o derivados, perfiles verticales de viento, emplazamiento y características de las células tormentosas analizadas, sus trayectorias históricas y predicciones inmediatas. Los datos de coordenadas polares se convierten en coordenadas cartesianas bidimensionales o tridimensionales que utilizan técnicas de interpolación en cuadrículas con diferentes proyecciones geográficas. Varios de los productos enumerados a continuación se ilustran en la figura 7.24. En el cuadro 7.10 se presenta una lista de productos de radar típicos.



**Cuadro 7.10. Lista de productos de radar típicos**

Indicador panorámico de parámetros básicos (nivel bajo)	Detección y seguimiento de las células
Reflectividad máxima en una columna	Mesociclón, señal del vórtice del tornado
Topes de eco	Descenso violento del aire, descenso violento del aire de poca extensión
Productos derivados de la intensidad de las tormentas	Frente de ráfaga, convergencia
Intensidad de las precipitaciones en la superficie	Predicción inmediata
Producto de acumulación en la superficie	Probabilidad de granizo, tamaño
Productos de cuenca	Región de eco débil acotada
Clasificación de hidrometeoros: granizo, lluvia, nieve, etc.	Perfiles de viento mediante representación velocidad-acimut
Secciones arbitrarias de parámetros diversos	Mosaicos de radares múltiples

A continuación figura una lista de productos generados habitualmente:

- a) Indicador panorámico (PPI): representación en formato polar de una variable, obtenida a partir de una sola rotación completa de antena con un ángulo de elevación dado. Se trata de una visualización de radar clásica, utilizada para la vigilancia del tiempo. Es el producto más básico. Cabe señalar que se realiza en un ángulo de elevación constante y, por lo tanto, el aumento de la distancia significa que los datos se obtienen a una mayor altura. Todo parámetro puede ser representado en este formato.
- b) Indicador panorámico de altitud constante (CAPPI): representación de una sección transversal horizontal de una variable a una altitud determinada, obtenida por interpolación a partir de los datos de volumen. Se utiliza para la vigilancia y la detección de tormentas fuertes. También es útil para vigilar el tiempo a determinados niveles de vuelo en las aplicaciones de tránsito aéreo. Una de las justificaciones del uso del CAPPI es que si se selecciona cuidadosamente la altitud se puede elaborar un producto casi libre de ecos parásitos sin necesidad del filtro de ranura a la señal Doppler de velocidad nula.
- c) Seudo indicador de altura-distancia (RHI): representación de una variable obtenida a partir de una exploración del volumen, en que los datos del mismo acimut se extraen y se recopilan para proporcionar información vertical sobre la estructura del fenómeno meteorológico. Tradicionalmente, esto se llevaba a cabo mediante una antena que realizaba un barrido vertical, normalmente de 0 a 90°, para un acimut determinado. Era necesario intervenir manualmente para seleccionar el acimut y decidir cuándo se debía realizar la exploración. La ventaja de esta técnica tradicional es que la densidad de la información es mucho más elevada. Normalmente se pueden utilizar pequeñas variaciones del ángulo de elevación (~0,1°). La calidad del seudo indicador de altura-distancia depende de la estrategia de exploración, si bien tiene la gran ventaja de ser flexible. Se utiliza para detectar fuertes tormentas, granizo y la banda brillante.
- d) Sección transversal vertical: representación de una variable sobre un vector de superficie definido por el usuario (y no necesariamente mediante el radar). Se obtiene por interpolación a partir de los datos de volumen.
- e) Máximo de columna: representación, en el plano horizontal, del valor máximo de una variable (normalmente la reflectividad) sobre cada punto de la zona observada. Resulta útil para determinar la reflectividad máxima en una tormenta y evaluar su gravedad o para estimar la precipitación máxima que se puede esperar. En algunos casos, debido al emplazamiento del radar, desde donde no se podían observar los niveles bajos (terreno montañoso), se utilizaba este producto para estimar la precipitación en superficie. A veces,

hay un límite de altura mínima, para que la alta reflectividad de la banda brillante no impida el uso de este producto. Una variación es limitar la altura de los datos para obtener una rápida visión sobre la estructura vertical de la tormenta.

- f) Líquido integrado verticalmente (VIL): indicador de la intensidad de las tormentas violentas. Puede representarse, en el plano horizontal, una capa determinada de la atmósfera. Como se detecta gracias a las mayores reflectividades, este producto es muy similar al de la máxima reflectividad en cuanto al patrón, pero en unidades diferentes.
- g) Topes de eco (ECHOTOP): representación, en el plano horizontal, de la altura máxima (tope) a la que se alcanza el valor de una reflectividad seleccionable, obtenida analizando los datos de volumen. Es un indicador de la fuerza de las corrientes ascendentes y, por lo tanto, de tiempo severo y granizo.
- h) Los productos de reflectividad se suelen convertir en productos de precipitación mediante una relación empírica entre  $Z$  y  $R$ . Estos productos de precipitación pueden agregarse para obtener productos de acumulación de duración variable.
- i) Los sistemas informáticos modernos tienen una importante capacidad de procesamiento. Se han elaborado técnicas o algoritmos para investigar los datos tridimensionales a fin de localizar y cuantificar las características de las zonas contiguas de gran reflectividad que están relacionadas con tormentas fuertes para el analista (véase la figura 7.24).

Además de estas visualizaciones estándar o básicas, pueden generarse otros productos para responder a las necesidades particulares de los usuarios (hidrología, predicción inmediata o aviación):

- a) Acumulación de la precipitación: estimación de la precipitación acumulada durante cierto período en cada punto de la zona observada.
- b) Precipitación total por subcuenca: precipitación acumulada integrada en una zona.
- c) Representación velocidad-acimut: estimación del perfil vertical del viento por encima del radar calculada a partir de una sola rotación de la antena para un ángulo de elevación dado.
- d) Procesamiento de velocidad en un volumen, que utiliza datos de un volumen tridimensional.
- e) Trayectoria de la tormenta: producto obtenido mediante un programa informático complejo para determinar la trayectoria de las células tormentosas y predecir la futura posición del centroide de la tormenta.
- f) Cizalladura del viento: estimación de la cizalladura del viento radial y tangencial a una altura especificada por el usuario.
- g) Perfil de divergencia: estimación de la divergencia de los datos de la velocidad radial en función de ciertos supuestos.
- h) Mesociclón: producto de un avanzado programa informático de reconocimiento de patrones que determina las características de rotación sobre una base tridimensional de datos de velocidad en la escala de la circulación mesociclónica, a menudo asociada con la generación de tornados.
- i) Firma del vórtice de tornado: producto obtenido con un avanzado programa informático de reconocimiento de patrones que, usando una base tridimensional de datos de velocidad en la escala de circulación de los vórtices de tornado, determina la característica de "cizalladura puerta a puerta" asociada a los mismos.
- j) Tipo de partícula: el eco se clasifica en función del tipo de precipitación y se deriva a partir de los datos obtenidos de la doble polarización.

Además, el procesamiento de los datos de redes de radares da lugar a un mosaico de radares. Los productos mencionados anteriormente se basan en una red y, de hecho, se trata de la práctica normalizada. Cabe tener en cuenta las siguientes cuestiones en cuanto a los productos de radar: i) se utilizan proyecciones para la visualización de los datos, y ii) para las áreas de solapamiento, se utilizan diferentes algoritmos basados en el radar más cercano, en el valor máximo o en una estimación compleja de la calidad de los datos. En el caso en que el solapamiento sea considerable, un radar cercano puede rellenar el vacío en el "cono del silencio". El desarrollo de los productos de radares en red también tiene que tener en cuenta la homogeneidad de los datos dentro de las redes y entre las redes. Esto incluye la armonización temporal y espacial, la calibración mutua de los datos de radar y las sensibilidades de los radares que pueden dar lugar a discontinuidades en los productos de red.

---

## **ANEXO 7.A. DECLARACIÓN DE ORIENTACIÓN DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL SOBRE LA UTILIZACIÓN DE RADARES METEOROLÓGICOS/ESPECTROS COMPARTIDOS DE RADIOFRECUENCIAS**

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) expresa su preocupación por la creciente presión sobre los radares meteorológicos en relación con las bandas de frecuencias radioeléctricas y destaca la necesidad de emprender esfuerzos de protección y atenuación adecuados contra la pérdida y la utilización compartida de este espectro. La OMM transmite su preocupación a las instancias normativas, a los organismos nacionales de administración de radiofrecuencias, a las sociedades meteorológicas e hidrológicas nacionales, a los proveedores comerciales de equipos de telecomunicaciones y a la comunidad meteorológica.

La protección de las frecuencias radioeléctricas tradicionales relativas a los radares meteorológicos es fundamental para el funcionamiento y la mejora ininterrumpidos de la detección, la vigilancia, la predicción y los avisos meteorológicos y, por lo tanto, redundante en interés de la protección y la seguridad públicas. La comunidad meteorológica se sirve cada vez más de tecnologías de teledetección tanto para las observaciones ordinarias del tiempo y del clima como para las experimentales. Para realizar estas actividades, es necesario que no solo los radares, sino también los perfiladores de viento, los radiómetros de microondas, los sistemas de telemetría y los sensores pasivos y activos a bordo de satélites tengan un acceso mundial al espectro de radiofrecuencias. Los progresos realizados en los últimos años en el ámbito de los servicios de avisos meteorológicos y de otras predicciones meteorológicas se deben en gran parte a estas tecnologías.

Los modelos de predicción meteorológica y la predicción operativa localizada dependen de forma creciente de las redes nacionales de radares meteorológicos terrestres Doppler para emitir avisos de fenómenos meteorológicos extremos, tales como los tornados, las crecidas repentinas y los huracanes que llegan a tierra, predecir las precipitaciones (lluvia, nieve o granizo), prevenir el engelamiento de las aeronaves y desviar el tránsito aéreo de zonas con condiciones meteorológicas desfavorables. En todo el mundo, las redes de radares Doppler se enfrentan actualmente a la presión creciente que ejerce la utilización compartida del espectro con aplicaciones inalámbricas de banda ancha sin licencia. Como ya ha ocurrido en Europa, los efectos de la interferencia de las frecuencias radioeléctricas causadas por las comunicaciones inalámbricas pueden reducir la visibilidad de los radares en determinadas direcciones o incluso en amplias zonas de su cobertura. La situación se ve agravada por la omnipresencia de estas aplicaciones inalámbricas utilizadas sin licencia, lo que podría conducir a una pérdida total del espectro asociado de los radares meteorológicos.

Ya se están desarrollando nuevas tecnologías de radar, en particular estrategias de exploración adaptativas, así como técnicas de pulsos más cortos, de polarización, de compresión de pulsos y de agilidad de frecuencia y fase. Los sistemas de radares satelitales existentes y planificados miden las nubes y la precipitación, lo cual es importante para la predicción meteorológica y para la investigación y la evaluación del cambio climático mundial. Se están utilizando actualmente diversas tecnologías radioeléctricas espaciales y de superficie con fines experimentales y es probable que en el futuro estas necesiten asignaciones de espectros radioeléctricos.

Las nuevas aplicaciones de comunicaciones hacen que el espectro de radiofrecuencias sea un producto extremadamente útil y que las bandas de frecuencias utilizadas en la meteorología y la investigación operativas estén cada vez más en peligro. La OMM y la comunidad meteorológica cuentan con los organismos nacionales e internacionales de radiofrecuencias autorizados y los respaldan, y promueven la cooperación con las autoridades y las industrias de telecomunicaciones para seguir protegiendo o compartir de forma adecuada estas radiofrecuencias. La OMM está realizando una intensa labor con estos organismos, por mediación de la Unión Internacional de Telecomunicaciones (UIT), para establecer mecanismos adecuados que permitan proteger el uso meteorológico del espectro de radiofrecuencias. La OMM fomenta la elaboración de una definición clara de interferencia, admisible o no, y un proceso de reparación o una solución, en caso de que el uso compartido se convierta en un problema. La Organización alienta a que se financien y realicen estudios para determinar

la repercusión de la pérdida total o parcial de una o más bandas de frecuencias utilizadas actualmente por los sistemas de observación operativos y por los sistemas planificados. Asimismo, la OMM recomienda que los resultados de esos estudios se pongan a disposición de los grupos del Sector de Radiocomunicaciones de la UIT, de los organismos nacionales de radiofrecuencias y de la industria de telecomunicaciones para fomentar el diálogo entre los usuarios pasivos y activos del espectro. La vigilancia es imprescindible, ya que la degradación de los datos meteorológicos debida a intrusiones o al uso compartido empeorará con el tiempo. Se alienta la cooperación con los organismos nacionales de radiofrecuencias, la industria de las telecomunicaciones y otros usuarios del espectro a fin de recabar respaldo para el uso meteorológico fundamental del espectro radioeléctrico y limitar posibles problemas.

Redunda en interés de todas las naciones proteger las frecuencias radioeléctricas utilizadas en las actividades meteorológicas fundamentales para la predicción exacta de condiciones meteorológicas desfavorables. Se están buscando soluciones a nivel mundial, que deberían promoverse. La OMM participa activamente en actividades internacionales de gestión de las frecuencias, mediante un grupo de expertos con representación a nivel mundial, para proteger las bandas de frecuencias actuales utilizadas para realizar observaciones meteorológicas, climatológicas y de la Tierra, así como para obtener nuevas bandas que se necesitan en el ámbito de la investigación y en las operaciones.

Para más información, consúltese la guía titulada *Utilización del espectro radioeléctrico en meteorología: Observación y predicción del clima, de los fenómenos meteorológicos y de los recursos hídricos*, elaborada conjuntamente por la OMM y la UIT.

---

## **ANEXO 7.B. DECLARACIÓN DE ORIENTACIÓN DE LA ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL SOBRE EL EMPLAZAMIENTO DE RADARES METEOROLÓGICOS Y GENERADORES EÓLICOS**

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) expresa su preocupación por la creciente instalación de parques de generadores eólicos y destaca la necesidad de emprender esfuerzos de consulta, protección y atenuación adecuados. La OMM transmite su preocupación a las instancias normativas, a los organismos nacionales de administración de radiofrecuencias, a las sociedades meteorológicas e hidrológicas nacionales, a los promotores de parques de generadores eólicos, a los proveedores comerciales de equipos de generadores eólicos y a la comunidad meteorológica.

La protección de los datos de los radares meteorológicos es fundamental para el funcionamiento y la mejora ininterrumpidos de la detección, la vigilancia, la predicción y los avisos meteorológicos y, por lo tanto, redundante en interés de la protección y la seguridad públicas. Los modelos de predicción meteorológica y la predicción operativa localizada dependen de forma creciente de las redes nacionales de radares meteorológicos terrestres Doppler y perfiladores de viento terrestres para emitir avisos de fenómenos meteorológicos extremos, tales como los tornados, las crecidas repentinas y los huracanes que llegan a tierra, predecir las precipitaciones (lluvia, nieve o granizo), prevenir el engelamiento de las aeronaves y desviar el tránsito aéreo de zonas con condiciones meteorológicas desfavorables. En todo el mundo, las redes de radares Doppler y de perfiladores de viento se enfrentan actualmente a la presión creciente que ejercen los parques eólicos.

Los parques eólicos ya han producido efectos en las redes de radares meteorológicos operativas, y han creado así ecos del suelo que ocasionan confusión y una pérdida significativa de datos o falsas precipitaciones para aplicaciones hidrológicas. La rotación de las aspas podría crear velocidades que podrían, potencialmente, confundirse con fenómenos meteorológicos extremos, tal como un tornado. Si bien los radares meteorológicos han sido desplazados voluntariamente por los promotores de parques eólicos, en general, la comunidad meteorológica no tiene jurisdicción sobre el emplazamiento de los parques eólicos y se apoya en las políticas de “buena vecindad” para la cooperación y atenuación.

La creación de nuevas redes de radares y de perfiladores de viento, así como de parques eólicos, exigirá de la comunidad meteorológica y de las comunidades de parque eólicos una planificación estratégica para la atenuación. La OMM y la comunidad meteorológica cuentan con los organismos nacionales e internacionales de radiofrecuencias autorizados y los respaldan, y alentarán y apoyarán enérgicamente los esfuerzos de esos organismos por promover y proteger el uso de espacios sin obstrucciones con fines meteorológicos. La OMM alienta a los organismos nacionales de radiofrecuencias a elaborar criterios aceptables relativos a la obstrucción y a proporcionar herramientas a los promotores de parques eólicos para ayudarlos en la selección del emplazamiento.

La distancia entre los generadores eólicos y los radares meteorológicos puede utilizarse para describir los efectos en la calidad de los datos de los radares y también para elaborar una estrategia de atenuación en el marco de un emplazamiento conjunto de radares meteorológicos y generadores eólicos. A continuación figuran las directrices generales para radares corrientes y emplazamientos con terrenos llanos, que pueden requerir modificaciones para situaciones específicas y para radares particulares. Los radares más potentes, como los de banda S (10 cm de longitud de onda), con menos atenuación podrían necesitar mayores límites de alcance que los que figuran en el cuadro.

<i>Distancia</i>	<i>Efectos potenciales</i>	<i>Directriz</i>
0 a 5 km	El generador eólico puede bloquear, de forma total o parcial, el radar y conllevar una pérdida significativa de datos que no podrán recuperarse.	Zona de impacto definido: no deben instalarse generadores eólicos en esta zona.
5 a 20 km	La reflexión múltiple o la difusión por trayectos múltiples puede crear ecos falsos y múltiples elevaciones. Las mediciones de la velocidad Doppler pueden verse alteradas por la rotación de las aspas.	Zona de impacto moderado: habrán de tenerse en cuenta los efectos del terreno. Se recomienda realizar análisis y consultas. La reorientación o modificación del emplazamiento de los generadores puede reducir o atenuar los efectos.
20 a 45 km	Por lo general son visibles en una exploración en elevación mínima; se observarán ecos del suelo en la reflectividad; las velocidades Doppler pueden verse alteradas por la rotación de las aspas.	Zona de bajo impacto: se recomienda emitir notificaciones.
> 45 km	Por lo general no son observables en los datos, pero pueden llegar a serlo debido a las condiciones de propagación.	Zona de impacto intermitente: se recomienda emitir notificaciones.

La OMM alienta a que se financien y realicen estudios para crear tecnologías destinadas a atenuar los efectos. Las técnicas de procesamiento de señales de radares meteorológicos o el uso de otros materiales para construir generadores eólicos podrían contribuir a reducir los ecos a largas distancias. Asimismo, la OMM recomienda que los resultados de esos estudios se pongan a disposición de los fabricantes de radares meteorológicos y generadores eólicos.

Redunda en interés de todas las naciones proteger los espacios sin obstrucción para los radares meteorológicos y los perfiladores de viento, que son esenciales y fundamentales para la predicción exacta de condiciones meteorológicas desfavorables. Se procura obtener soluciones tecnológicas a nivel local y nacional. La OMM proporcionará material de orientación y herramientas para proteger los espacios sin obstrucción para los radares meteorológicos y los perfiladores de viento.



## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Ahnert, P. R., M. Hudlow, E. Johnson, D. Greene y M. Dias, 1983: "Proposed on-site processing system for NEXRAD", en *Preprints of the Twenty-first Conference on Radar Meteorology* (Edmonton, Canadá), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 378 a 385.
- Anagnostou, E. N., C. A. Morales y T. Dinku, 2001: "The use of TRMM precipitation radar observations in determining ground radar calibration biases", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 18, núm. 4, págs. 616 a 628.
- Aoyagi, J., 1983: "A study on the MTI weather radar system for rejecting ground clutter", en *Papers in Meteorology and Geophysics*, vol. 33, núm. 4, págs. 187 a 243.
- Aoyagi, J. y N. Kodaira, 1995: "The reflection mechanism of radar rain echoes", en *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 246 a 248.
- Atlas, D., 1964: "Advances in radar meteorology", en *Advances in Geophysics* (H. E. Landsberg y J. Van Meighem, eds.), Academic Press, Nueva York, vol. 10, págs. 317 a 479.
- (ed.), 1990: *Radar in Meteorology*. Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston.
- Atlas, D., R. C. Srivastava y R. S. Sekhon, 1973: "Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence", en *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol. 11, núm. 1, págs. 1 a 35.
- Battan, L. J., 1973: *Radar Observation of the Atmosphere*. University of Chicago Press, Chicago.
- Baynton, H. W., 1979: "The case for Doppler radars along our hurricane affected coasts", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 60, núm. 9, págs. 1014 a 1023.
- Bean, B. R. y E. J. Dutton, 1966: *Radio Meteorology*. Editorial del Gobierno de Estados Unidos, Washington D. C.
- Bebbington, D. H. O., 1992: "Degree of polarization as a radar parameter and its susceptibility to coherent propagation effects", en *Preprints from URSI Commission F Symposium on Wave Propagation and Remote Sensing* (Ravenscar, Reino Unido), págs. 431 a 436.
- Bellon, A. y G. L. Austin, 1978: "The evaluation of two years of real-time operation of a Short-Term Precipitation Forecasting Procedure (SHARP)", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 17, núm. 12, págs. 1778 a 1787.
- Berenguer, M., S. Park, D. Sempere-Torres, J. Didszun, M. Pool y M. Pfeifer, 2012: "RAINSCANNER@Barcelona: an experiment to assess the hydrological value of a portable X-band radar". Edición preliminar, Séptima Conferencia Europea sobre Radar en Meteorología e Hidrología (ERAD 2012), Toulouse (Francia).
- Bringi, V. N. y V. Chandrasekar, 2001: *Polarimetric Doppler Weather Radar*. Cambridge University Press.
- Bringi, V. N. y A. Hendry, 1990: "Technology of polarization diversity radars for meteorology", en *Radar in Meteorology* (D. Atlas, ed.). Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 153 a 190.
- Brown, R. A. y L. R. Lemon, 1976: "Single Doppler radar vortex recognition: Part II – Tornadic vortex signatures", en *Preprints of the Seventeenth Conference on Radar Meteorology* (Seattle, Washington). Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 104 a 109.
- Brown, R. A., V. T. Wood, R. M. Steadham, R. R. Lee, B. A. Flickinger y D. Sirmans, 2005: "New WSR-88D Volume Coverage Pattern 12: Results of field tests", en *Weather and Forecasting*, vol. 20, págs. 385 a 393.
- Browning, K. A. y C. G. Collier, 1982: "An integrated radar-satellite nowcasting system in the United Kingdom", en *Nowcasting* (K. A. Browning, ed.). Academic Press, Londres, págs. 47 a 61.
- Browning, K. A., C. G. Collier, P. R. Larke, P. Menmuir, G. A. Monk y R. G. Owens, 1982: "On the forecasting of frontal rain using a weather radar network", en *Monthly Weather Review*, vol. 110, págs. 534 a 552.
- Browning, K. A. y R. Wexler, 1968: "The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 7, págs. 105 a 113.
- Brunkow, D., 2001: *Sphere Calibrations, The Most Hated Experiment in Radar Meteorology*, Taller sobre el radar RADCAL 2000, cursillo de la Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Albuquerque, Nuevo México.
- Burgess, D. W., 1976: "Single Doppler radar vortex recognition: Part I – Mesocyclone signatures", en *Preprints of the Seventeenth Conference on Radar Meteorology* (Seattle, Washington), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 97 a 103.
- Burgess, D. W. y L. R. Lemon, 1990: "Severe thunderstorm detection by radar", en *Radar in Meteorology* (D. Atlas, ed.). Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 619 a 647.
- Burrows, C. R. y S. S. Attwood, 1949: *Radio Wave Propagation*. Academic Press, Nueva York.

- Byers, H. R., 1948: "The use of radar in determining the amount of rain falling over a small area", en *Transactions of the American Geophysical Union*, págs. 187 a 196.
- Chandrasekar, V. y L. Baldini, 2013: *RADCAL 2013*, cursillo de la Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Fort Collins, Colorado.
- Chandrasekar, V., R. Meneghini e I. Zawadzki, 2003: "Global and local precipitation measurements by radar", en *Meteorological Monographs*, vol. 30, núm. 52, págs. 215 a 215.
- Cluckie, I. D. y M. E. Owens, 1987: "Real-time rainfall run-off models and use of weather radar information", en *Weather Radar and Flood Forecasting* (V. K. Collinge y C. Kirby, eds.). John Wiley and Sons, Nueva York.
- Collier, C. G., 1989: *Applications of Weather Radar Systems: A Guide to Uses of Radar Data in Meteorology and Hydrology*. John Wiley and Sons, Chichester (Inglaterra).
- Comisión de las Comunidades Europeas, 1990: "Une revue du programme ARAMIS" (J. L. Cheze), en *Seminar on Cost Project 73: Weather Radar Networking* (Bruselas, 5 a 8 de septiembre de 1989), págs. 80 a 85.
- Crook, N. A. y J. Sun, 2002: "Assimilating radar, surface, and profiler data for the Sydney 2000 Forecast Demonstration Project", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 19, págs. 888 a 898.
- Crozier, C. L., P. Joe, J. Scott, H. Herscovitch y T. Nichols, 1991: "The King City operational Doppler radar: Development, all-season applications and forecasting", en *Atmosphere-Ocean*, vol. 29, págs. 479 a 516.
- Crum, T. D. y R. L. Alberty, 1993: "The WSR-88D and the WSR-88D Operational Support Facility", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 74, núm. 9, págs. 1669 a 1687.
- Dennis, A. S., C. A. Schock y A. Koscielski, 1970: "Characteristics of hailstorms of western South Dakota", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 9, págs. 127 a 135.
- Dexter, P. E., M. L. Heron y J. F. Ward, 1982: "Remote sensing of the sea-air interface using HF radars", en *Australian Meteorological Magazine*, vol. 30, págs. 31 a 41.
- Dixon, M. y G. Wiener, 1993: "TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting – A radar-based methodology", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 10, núm. 6, págs. 785 a 797.
- Donaldson, R. J., Jr., 1970: "Vortex signature recognition by a Doppler radar", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 9, págs. 661 a 670.
- Doneaud, A. A., S. Ionescu-Niscov, D. L. Priegnitz y P. L. Smith, 1984: "The area-time integral as an indicator for convective rain volumes", en *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 23, págs. 555 a 561.
- Doneaud, A. A., J. R. Miller Jr., L. R. Johnson, T. H. Vonder Haar y P. Laybe, 1987: "The area-time integral technique to estimate convective rain volumes over areas applied to satellite data: A preliminary investigation", en *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 26, págs. 156 a 169.
- Doviak, R. J. y D. S. Zrnić, 1993: *Doppler Radar and Weather Observations*. Segunda edición, Academic Press, San Diego.
- Dupuy, P., S. Matthews, N. Gaussia, R. Scovel y A. Kergomard, 2010: "Developing a European Radar Data Centre". Edición preliminar, Sexta Conferencia Europea sobre Radar en Meteorología e Hidrología (ERAD 2010), Sibiu (Rumania).
- Eccles, P. J. y D. Atlas, 1973: "A dual-wavelength radar hail detector", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 12, págs. 847 a 854.
- Eilts, M. D. y S. D. Smith, 1990: "Efficient dealiasing of Doppler velocities using local environment constraints", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 7, págs. 118 a 128.
- English, M. E., B. Kochtubajda, F. D. Barlow, A. R. Holt y R. McGuinness, 1991: "Radar measurement of rainfall by differential propagation phase: A pilot experiment", en *Atmosphere-Ocean*, vol. 29, págs. 357 a 380.
- Fabry, F., 2004: "Meteorological value of ground target measurements by radar", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 21, págs. 560 a 573.
- Fabry, F., C. Augros y A. Bellon, 2013: "The case of sharp velocity transitions in high vertical wind shear when measuring Doppler velocities with narrow Nyquist intervals", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 30, págs. 389 a 394.
- Federer, B., A. Waldvogel, W. Schmid, F. Hampel, Rosini, D. Vento y P. Admirat, 1978: "Grossversuch IV: Design of a randomized hail suppression experiment using the Soviet method", en *Pure and Applied Geophysics*, vol. 117, págs. 548 a 571.

- Frush, C., R. J. Doviak, M. Sachidananda y D. S. Zrnić, 2002: "Application of the SZ phase code to mitigate range – Velocity ambiguities in weather radars", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 19, págs. 413 a 430.
- Germann, U., G. Galli, M. Boscazzi y M. Bolliger, 2006a: "Radar precipitation measurement in a mountainous region", en *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 132, págs. 1669 a 1692.
- Germann, U., I. Zawadzki y B. Turner, 2006b: "Predictability of precipitation from continental radar images. Part IV: Limits to prediction", en *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 63, págs. 2092 a 2108.
- Gossard, E. E. y R. G. Strauch, 1983: *Radar Observations of Clear Air and Clouds*. Elsevier Scientific Publication, Ámsterdam.
- Harlan, J. A. y T. M. Georges, 1994: "An empirical relation between ocean-surface wind direction and the Bragg line ratio of HF radar sea echo spectra", en *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 99, núm. C4, págs. 7971 a 7978.
- Heiss, W. H., D. L. McGrew y D. Sirmans, 1990: "NEXRAD: Next generation weather radar (WSR-88D)", en *Microwave Journal*, vol. 33, núm. 1, págs. 79 a 98.
- Holleman, I., 2001: *Hail Detection Using Single-polarization Radar*. Informe científico, Instituto Real de Meteorología de los Países Bajos, WR-2001-01, De Bilt.
- Holleman, I., H. R. A. Wessels, J. R. A. Onvlee y S. J. M. Barlag, 2000: "Development of a hail-detection product", en *Physics and Chemistry of the Earth*, parte B, vol. 25, págs. 1293 a 1297.
- Holt, A. R., M. Chandra y S. J. Wood, 1995: "Polarisation diversity radar observations of storms at C-band", en *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 188 a 189.
- Holt, A. R., P. I. Joe, R. McGuinness y E. Torlaschi, 1993: "Some examples of the use of degree of polarization in interpreting weather radar data", en *Proceedings of the Twenty-sixth International Conference on Radar Meteorology*, Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, págs. 748 a 750.
- Hubbert, J. C., M. Dixon, S. M. Ellis y G. Meymaris, 2009a: "Weather radar ground clutter. Part I: Identification, modeling, and simulation", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 26, págs. 1165 a 1180.
- Hubbert, J. C., M. Dixon y S. M. Ellis, 2009b: "Weather radar ground clutter. Part II: Real-time identification and filtering", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 26, págs. 1181 a 1197.
- Joe, P., 1999: "Beamheight Statistics for Low Elevation Scans", en *Twenty-ninth AMS Radar Conference*, Montreal, Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 922 a 925.
- , 2001: RADCAL 2000 Workshop, cursillo de la Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Albuquerque, Nuevo México.
- , 2010: RADMON Workshop, *Sixth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology* (ERAD 2010), Sibiu (Rumania).
- Joe, P., D. Burgess, R. Potts, T. Keenan, G. Stumpf y A. Treloar, 2004: "The S2K severe weather detection algorithms and their performance", en *Weather and Forecasting*, vol. 19, págs. 43 a 63.
- Joe, P., S. Dance, V. Lakshmanan, D. Heizenrehder, P. James, P. Lang, T. Hengstebeck, Y. Feng, P.W. Li, H.Y. Yeung, O. Suzuki, K. Doi y J. Dai, 2012: "Automated processing of Doppler radar data for severe weather forecasting", en *Doppler Radar Observations, Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar and other Advanced Applications* (J. Bech y J.L. Chau, eds.), Intech.
- Joe, P., M. Falla, P. Van Rijn, L. Stamadianos, T. Falla, D. Magosse, L. Ing y J. Dobson, 2002: "Radar data processing for severe weather in the national radar project of Canada", en *Preprints, Twenty-first Conference on Severe Local Storms*, San Antonio, 12 a 16 de agosto de 2002, págs. 221 a 224.
- Joe, P. y P. T. May, 2003: "Correction of dual PRF velocity errors for operational Doppler weather radars", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 20, núm. 4, págs. 429 a 442.
- Joe, P., R. E. Passarelli y A. D. Siggia, 1995: "Second trip unfolding by phase diversity processing", en *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 770 a 772.
- Joe, P., B. Scott, C. Doyle, G. Isaac, I. Gulpepe, D. Forsyth, S. Cober, E. Campos, I. Heckman, N. Donaldson, D. Hudak, R. Rasmussen, R. Stewart, J.M. Thériault, H. Carmichael, M. Bailey y F. Boudala, 2014: "The monitoring network of the Vancouver 2010 Olympics", en *Pure and Applied Geophysics*, vol. 171, núm. 1, págs. 25 a 58.
- Joint Doppler Operational Project, 1979: *Final Report on the Joint Doppler Operational Project*. Memorando técnico de la NOAA, ERL NSSL-86, Norman, Oklahoma, Laboratorio Nacional de Tormentas Violentas.
- Joss, J. y R. W. Lee, 1993: "Scan strategy, clutter suppression calibration and vertical profile corrections", en *Preprints of the Twenty-sixth Conference on Radar Meteorology* (Norman, Oklahoma), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 390 a 392.

- Joss, J. y A. Waldvogel, 1990: "Precipitation measurement and hydrology", en *Radar in Meteorology* (D. Atlas, ed.). Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 577 a 606.
- Keeler, R. J., C. A. Hwang y E. Loew, 1995: "Pulse compression weather radar waveforms", en *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 767 a 769.
- Keenan, T. D. y S. J. Anderson, 1987: "Some examples of surface wind field analysis based on Jindalee skywave radar data", en *Australian Meteorological Magazine*, vol. 35, págs. 153 a 161.
- Lakshmanan, V., T. Smith, G. Stumpf y K. Hondl, 2007: "The Warning Decision Support System-Integrated Information", en *Weather and Forecasting*, vol. 22, págs. 596 a 612.
- Leber, G. W., C. J. Merrit y J. P. Robertson, 1961: "WSR-57 analysis of heavy rains", en *Preprints of the Ninth Weather Radar Conference*, Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 102 a 105.
- Lee, R., G. Della Bruna y J. Joss, 1995: "Intensity of ground clutter and of echoes of anomalous propagation and its elimination", en *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 651 a 652.
- Lemon, L. R., 1978: *New Severe Thunderstorm Radar Identification Techniques and Warning Criteria: A Preliminary Report*. Memorando técnico de la NOAA, NWS NSSFC-1, Kansas City, Centro Nacional de Predicción de Tormentas Violentas.
- , 1998: "The radar 'three-body scatter spike': An operational large-hail signature", en *Weather and Forecasting*, vol. 13, págs. 327 a 340.
- Lemon, L. R., D. W. Burgess y R. A. Brown, 1978: "Tornadic storm airflow and morphology derived from single-Doppler radar measurements", en *Monthly Weather Review*, vol. 106, págs. 48 a 61.
- Leone, D. A., R. M. Endlich, J. Petriceks, R. T. H. Collis y J. R. Porter, 1989: "Meteorological considerations used in planning the NEXRAD network", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 70, págs. 4 a 13.
- Lhermitte, R. y D. Atlas, 1961: "Precipitation motion by pulse Doppler radar", en *Preprints of the Ninth Weather Radar Conference*, Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 218 a 233.
- López, P., 2011: "Direct 4D-Var assimilation of NCEP stage IV radar and gauge precipitation data at ECMWF", en *Monthly Weather Review*, vol. 139, págs. 2098 a 2116.
- Makihara, Y., 2000: "Algorithms for precipitation nowcasting focused on detailed analysis using radar and raingauge data", en *Technical Report of the Meteorological Research Institute*, Servicio Meteorológico de Japón, núm. 39, págs. 63 a 111.
- Markowski, P. M., 2002: "Hook echoes and rear-flank downdrafts: A review", en *Monthly Weather Review*, vol. 130, págs. 852 a 876.
- Marshall, J. S. y E. H. Ballantyne, 1978: "Weather Surveillance Radar", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 14, núm. 7, págs. 1317 a 1338.
- Marshall, J. S. y K. L. S. Gunn, 1952: "Measurement of snow parameters by radar", en *Journal of Meteorology*, vol. 9, págs. 322 a 327.
- Marshall, J. S. y W. M. Palmer, 1948: "The distribution of raindrops with size", en *Journal of Meteorology*, vol. 5, págs. 165 a 166.
- McLaughlin, D., D. Pepyne, B. Philips, J. Kurose, M. Zink, D. Westbrook, E. Lyons, E. Knapp, A. Hopf, A. Defonzo, R. Contreras, T. Djafaris, E. Insanic, S. Frasier, V. Chandrasekar, F. Junyent, N. Bharadwaj, Y. Wang, Y. Liu, B. Dolan, K. Droegemeier, J. Brotzge, M. Xue, K. Kloesel, K. Brewster, F. Carr, S. Cruz-Pol, K. Hondl y P. Kollias, 2009: "Short-wavelength technology and the potential for distributed networks of small radar systems", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 90, núm. 12, págs. 1797 a 1817.
- Meischner, P. (ed.), 2003: *Weather Radar: Principles and Advanced Applications*. Springer, Berlín.
- Melnikov, V., D. S. Zrnić, R. J. Doviak y J. K. Carter, 2002: "Status of the dual polarization upgrade on the NOAA's research and development WSR-88D", en *Preprints of the Eighteenth International Conference on Interactive Information Processing Systems* (Orlando, Florida), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 124 a 126.
- Michelson, D., R. Gill, M. Peura y J. Szturc, 2010: "Community-based weather radar networking with BALTRAD". Edición preliminar, Sexta Conferencia Europea sobre radar en Meteorología e Hidrología (ERAD 2010), Sibiu (Rumania).
- Michelson, D. B., P. I. Joe, D. Lockett, S. Goldstraw, L. Bai, A. Becker, K. P. Georgakakos, S. Foreman, E. Fucile, R. Giraud, N. Gaussiat, T. Hohmann, A. Kamilliddin, M. Kitchen, E. Kyte, J. F. Mahfouf, S. Matthews, J. M. de Rezende, O. Sireci, M. A. de Barros Teixeira y E. Wattrelot, 2013: "WMO initiative for the global exchange of radar data". Manuscrito, *Thirty-sixth AMS Radar Meteorology Conference*, Breckenridge, Colorado, Sociedad Meteorológica de Estados Unidos.
- Michelson, M., W. W. Schrader y J. G. Wilson, 1990: "Terminal Doppler weather radar", en *Microwave Journal*, vol. 33, núm. 2, págs. 139 a 148.



- Mie, G., 1908: "Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen", en *Annalen der Physik*, vol. 25, págs. 377 a 445.
- Mueller, C. K. y R. E. Carbone, 1987: "Dynamics of a thunderstorm outflow", en *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 44, págs. 1879 a 1898.
- Mueller, E. A., S. A. Rutledge, V. N. Bringi, D. Brunkow, P. C. Kennedy, K. Pattison, R. Bowie y V. Chandrasekar, 1995: "CSU-CHILL radar upgrades", en *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 703 a 706.
- Neff, E. L., 1977: "How much rain does a rain gauge gage?", en *Journal of Hydrology*, vol. 35, págs. 213 a 220.
- Organización Meteorológica Mundial, 1985: *Use of Radar in Meteorology* (G.A. Clift). Technical Note No. 181 (WMO-No. 625). Ginebra.
- , 2012: "Operational use of dual-polarisation: lessons learned at Météo France after 8 years of experience at all wavelengths (S/C/X)" (P. Tabary), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2012)*. Informe N° 109 sobre instrumentos y métodos de observación. Ginebra.
- Passarelli, R. E., Jr., P. Romanik, S. G. Geotis y A. D. Siggia, 1981: "Ground clutter rejection in the frequency domain", en *Preprints of the Twentieth Conference on Radar Meteorology* (Boston, Massachusetts), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 295 a 300.
- Probert-Jones, J. R., 1962: "The radar equation in meteorology", en *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 88, págs. 485 a 495.
- Ray, P. S., C. L. Ziegler, W. Bumgarner y R. J. Serafin, 1980: "Single- and multiple-Doppler radar observations of tornadic storms", en *Monthly Weather Review*, vol. 108, págs. 1607 a 1625.
- Rinehart, R. E., 2004: *Radar for Meteorologists*. Cuarta edición, Rinehart Publishing.
- Ruggiero, F. H. y R. J. Donaldson, Jr., 1987: "Wind field derivatives: A new diagnostic tool for analysis of hurricanes by a single Doppler radar", en *Preprints of the Seventeenth Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology* (Miami, Florida), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 178 a 181.
- Sauvageot, H., 1982: *Radarmétéorologie*. Eyrolles, París.
- , 1994: "Rainfall measurement by radar: A review", en *Atmospheric Research*, vol. 35, págs. 27 a 54.
- Seed, A. W., 2003: "A dynamic and spatial scaling approach to advection forecasting", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 42, núm. 3, págs. 381 a 388.
- Seliga, T. A. y V. N. Bringi, 1976: "Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 15, págs. 69 a 76.
- Seltmann, J. E. E., T. Hohmann, M. Frech y P. Tracksdorf, 2013: *DWD's new operational scan strategy*. Póster presentado en la 36ª Conferencia de Meteorología por Radar de la Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, 16 a 20 de septiembre de 2013, Breckenridge, Colorado, póster 329.
- Shearman, E. D. R., 1983: "Radio science and oceanography", en *Radio Science*, vol. 18, núm. 3, págs. 299 a 320.
- Sireci, O., P. Joe, S. Eminoglu y K. Akyildiz, 2010: "A comprehensive worldwide web-based weather radar database". Edición preliminar, Sexta Conferencia Europea sobre Radar en Meteorología e Hidrología (ERAD 2010), Sibiu (Rumania).
- Skolnik, M. I. (ed.), 1970: *Radar Handbook*. McGraw-Hill, Nueva York.
- (ed.), 1990: *Radar Handbook*. Second edition, McGraw-Hill, New York.
- Smith, P. L., 1990: "Precipitation measurement and hydrology: Panel report", en *Radar in Meteorology* (D. Atlas, ed.). Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 607 a 618.
- , 1995: "Dwell time considerations for weather radars", en *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 760 a 762.
- Smull, B. S. y R. A. Houze Jr., 1987: "Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation", en *Monthly Weather Review*, vol. 115, núm. 12, págs. 2869 a 2889.
- Strauch, R. G., 1981: "Comparison of meteorological Doppler radars with magnetron and klystron transmitters", en *Preprints of the Twentieth Conference on Radar Meteorology* (Boston, Massachusetts), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 211 a 214.
- Sun, J., M. Xue, J. W. Wilson, I. Zawadzki, S. P. Ballard, J. Onvlee-Hooimeyer, P. Joe, D. Barker, P. W. Li, B. Golding, M. Xu y J. Pinto, 2013: "Use of NWP for nowcasting convective precipitation: Recent progress and challenges", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 95, págs. 409 a 426.
- Tapping, K., 2001: Antenna Calibration using 10.7cm Solar Flux, RADCAL 2000, cursillo de la Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Albuquerque, Nuevo México.

- Treloar, A., 1998: "Vertically integrated radar reflectivity as an indicator of hail size in the greater Sydney region of Australia", en *Preprints of the Nineteenth Conference on Severe Local Storms*, Minneapolis, Minnesota, Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, págs. 48 a 51.
- Turner, B. J., I. Zawadzki y U. Germann, 2004: "Predictability of precipitation from continental radar images. Part III: Operational nowcasting implementation (MAPLE)", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 43, págs. 231 a 248.
- Ulbrich, C. W. y D. Atlas, 1984: "Assessment of the contribution of differential polarization to improve rainfall measurements", en *Radio Science*, vol. 19, núm. 1, págs. 49 a 57.
- Weber, M. E., J. Y. N. Cho, J. S. Herd, J. M. Flavin, W. E. Benner y G. S. Torok, 2007: "The next-generation multimission U.S. surveillance radar network", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 88, núm. 11, págs. 1739 a 1751.
- Wiener, N., 1964: *Time Series*. M.I.T. Press, Cambridge, Massachusetts.
- Wilson, J. W. y E. A. Brandes, 1979: "Radar measurement of rainfall – A summary", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 60, núm. 9, págs. 1048 a 1058.
- Wilson, J. W., N. A. Crook, C. K. Mueller, J. Sun y M. Dixon, 1998: "Nowcasting thunderstorms: A status report", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 79, núm. 10, págs. 2079 a 2099.
- Wilson, J. W. y W. E. Schreiber, 1986: "Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines", en *Monthly Weather Review*, vol. 114, págs. 2516 a 2536.
- Wilson, J. W., T. M. Weckwerth, J. Vivekanandan, R. M. Wakimoto y R.W. Russell, 1994: "Origin of echoes and accuracy of derived winds", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 11, núm. 5, págs. 1184 a 1206.
- Witt, A., M. Eilts, G. Stumpf, J. Johnson, D. Mitchell y K. Thomas, 1998: "An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D", en *Weather and Forecasting*, vol. 13, págs. 286 a 303.
- Wolff, D. B. y B. L. Kelley, 2009: "[NASA's Radar Software Library \(RSL\) and RSL in IDL](#)". Artículo presentado en la 34ª Conferencia sobre Meteorología por Radar de la Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Breckenridge, Colorado.
- Wood, V. T. y R. A. Brown, 1986: "Single Doppler velocity signature interpretation of nondivergent environmental winds", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 3, págs. 114 a 128.
- Wurman, J., M. Randall y C. Burghart, 1995: "Real-time vector winds from a bistatic Doppler radar network", en *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 725 a 728.
- Wurman, J., J. M. Straka y E. N. Rasmussen, 1996: "Fine-scale Doppler radar observations of tornadoes", en *Science*, vol. 272, págs. 1774 a 1777.
- Xue, M., K. Kloesel, K. Brewster, F. Carr, S. Cruz-Pol, K. Hondl y P. Kollias, 2009: "Short-wavelength technology and the potential for distributed networks of small radar systems", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 90, núm. 12, págs. 1797 a 1817.
- Yamauchi, H., A. Adachi, O. Suzuki y T. Kobayashi, 2013: "Precipitation estimate of a heavy rain event using a C-band solid-state polarimetric radar". Edición preliminar, Séptima Conferencia Europea sobre Radar en Meteorología e Hidrología (ERAD 2012), Toulouse (France).
- Zhang, J., K. Howard y J. J. Gourley, 2005: "Constructing three-dimensional multiple-radar reflectivity mosaics: Examples of convective storms and stratiform rain echoes", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 22, págs. 30 a 42.
- Zrnić, D. S. y S. Hamidi, 1981: *Considerations for the Design of Ground Clutter Cancelers for Weather Radar*. Informe DOT/FAA/RD-81/72, NTIS.
- Zrnić, D. S. y A. V. Ryzhkov, 1995: "Advantages of rain measurements using specific differential phase", en *Preprints of the Twenty-seventh Conference on Radar Meteorology* (Vail, Colorado), Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 35 a 37.
- Zrnić, D. S., A. Ryzhkov, J. Straka, Y. Liu y J. Vivekanandan, 2001: "Testing a procedure for automatic classification of hydrometeor types", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 18, págs. 892 a 913.
- Zrnić, D.S., G. Zhang, V. Melnikov y J. Andric, 2010: "Three-body scattering and hail size", en *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 49, págs. 687 a 700.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 8. TÉCNICAS DE GLOBOS .....	868
8.1 Globos .....	868
8.1.1 Principales tipos de globos .....	868
8.1.2 Materiales y propiedades de los globos .....	868
8.1.3 Especificaciones de los globos .....	869
8.2 Comportamiento de los globos .....	869
8.2.1 Velocidad de ascenso .....	869
8.2.2 Rendimiento de los globos .....	870
8.3 Manejo de los globos .....	871
8.3.1 Almacenamiento .....	871
8.3.2 Acondicionamiento .....	872
8.3.3 Inflado .....	872
8.3.4 Lanzamiento .....	873
8.4 Accesorios para ascensos de globos .....	873
8.4.1 Iluminación para ascensos nocturnos .....	873
8.4.2 Paracaídas .....	874
8.5 Gases de inflado .....	874
8.5.1 Generalidades .....	874
8.5.2 Bombonas de gas .....	874
8.5.3 Generadores de hidrógeno .....	875
8.6 Utilización del hidrógeno y precauciones de seguridad .....	876
8.6.1 Generalidades .....	876
8.6.2 Diseño de edificios .....	876
8.6.3 Cargas estáticas .....	877
8.6.4 Vestimenta de protección e instalaciones de primeros auxilios .....	878
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	880



## **CAPÍTULO 8. TÉCNICAS DE GLOBOS**

### **8.1 GLOBOS**

#### **8.1.1 Principales tipos de globos**

Hay dos grandes categorías de globos utilizados en meteorología:

- a) Los globos piloto, que se utilizan para medir visualmente el viento en altitud, y los globos sonda para la medición de la altura de la base de las nubes. No suelen llevar una carga apreciable, por lo que son considerablemente más pequeños que los globos de radiosonda. Son casi siempre extensibles y esféricos, y de ellos se requiere ante todo que, además de poder alcanzar alturas satisfactorias, mantengan su forma esférica mientras ascienden.
- b) Los globos utilizados para transportar instrumentos para el registro o la transmisión de las observaciones en altitud corrientes suelen ser del tipo extensible y de forma esférica. Se denominan habitualmente globos de radiosonda o de sondeo. Deberían poseer el tamaño y la calidad suficientes para poder transportar la carga requerida (por lo general, entre 200 g y 1 kg) a alturas de hasta 35 km, a una velocidad de ascenso lo bastante rápida como para permitir una aireación razonable de los elementos de medición. Para la medición de vientos en altitud mediante radar se utilizan globos piloto grandes (100 g) o globos de radiosonda, según el peso y la resistencia del equipo transportado.

Hay otros tipos de globos, utilizados para fines especiales, que no se describen en el presente capítulo. Los globos de nivel constante, que ascienden hasta un nivel predeterminado y flotan en él, están fabricados de material inextensible. Los globos grandes de nivel constante se llenan parcialmente en el momento del lanzamiento. Los globos de superpresión de nivel constante se llenan de modo que se inflen completamente al efectuarse el lanzamiento. Los globos tetraédricos son pequeños globos de nivel constante y de superpresión utilizados para estudios de trayectoria. El uso de globos cautivos para la obtención de perfiles se aborda en el capítulo 5 de la parte II.

#### **8.1.2 Materiales y propiedades de los globos**

Los mejores materiales básicos para los globos extensibles son el látex de caucho natural de alta calidad y un látex sintético a base de policloropreno. El látex natural conserva su forma mejor que el policloropreno, que es más fuerte y puede fabricarse de mayor grosor para obtener las prestaciones deseadas. Resulta menos afectado por la temperatura, pero resiste peor el ozono y las radiaciones ultravioleta a grandes altitudes, y su duración en almacén es menor. Ambos materiales pueden llevar incorporados diversos aditivos para mejorar su duración en almacén, su resistencia y sus prestaciones a bajas temperaturas, tanto durante el almacenamiento como en vuelo, y para resistir el ozono y la radiación ultravioleta. Durante la fabricación de los globos que se desea llenar de hidrógeno puede añadirse también un agente antiestático como precaución frente a posibles explosiones.

Hay principalmente dos procesos para la producción de globos extensibles. Uno de ellos consiste en sumergir un armazón en una emulsión de látex, y el otro, en modelar el globo sobre la cara interior de un molde hueco. Este último método permite fabricar los globos con un grosor más uniforme, lo cual es deseable para alcanzar grandes altitudes a medida que el globo se expande, y el cuello puede fabricarse formando una sola pieza con el resto, con lo que se evita la aparición de puntos débiles.

Para los globos de nivel constante, el material inextensible que se emplea es el polietileno.

### 8.1.3 Especificaciones de los globos

Una vez terminados, los globos deberían estar libres de materias extrañas, pinchazos u otros defectos, y deberán ser homogéneos y de grosor uniforme. Deberían estar provistos de cuellos de entre 1 y 5 cm de diámetro y de 10 a 20 cm de longitud, según el tamaño del globo. En los globos de sondeo los cuellos tendrían que poder soportar una fuerza de hasta 200 N sin sufrir daños. Para evitar que el cuello llegue a desprenderse, es importante que el grosor de la envoltura aumente gradualmente en dirección a aquel; toda discontinuidad brusca del grosor constituirá un punto débil.

En cuanto al tamaño, los globos se identifican mediante su peso nominal en gramos. El peso real de un globo no debería diferir del peso nominal especificado en más de un 10%, y preferiblemente, un 5%. Al expandirse, el globo debería poder alcanzar un diámetro como mínimo cuatro veces, y preferiblemente cinco o seis veces, superior al original, y mantenerlo durante al menos una hora. La geometría del globo inflado debería ser esférica o en forma de pera.

La duración de los globos en almacén es un aspecto importante, especialmente en condiciones tropicales. Aunque pueden realizarse pruebas de envejecimiento artificial, sus resultados no son muy indicativos. Una de ellas consiste en mantener el globo de muestra en un horno a 80 °C durante cuatro días, situación que se considera equivalente a unos cuatro años en los trópicos, después de lo cual el globo debería seguir siendo capaz de producir la expansión mínima requerida. Un embalado cuidadoso de los globos para evitar exponerlos a la luz (especialmente a la luz del sol), al aire fresco o a temperaturas extremas es esencial para evitar un deterioro rápido.

Los globos fabricados con látex sintético incorporan un plastificante que les permite resistir el endurecimiento o congelación del material a las bajas temperaturas reinantes en torno a la tropopausa y a altitudes superiores. Algunos fabricantes proponen distintos tipos de globo para usos diurnos y nocturnos, con cantidades diferentes de plastificante.

## 8.2 COMPORTAMIENTO DE LOS GLOBOS

### 8.2.1 Velocidad de ascenso

Según el principio de flotabilidad, la fuerza ascensional total de un globo viene dada por la flotabilidad del volumen de gas que contiene, a saber:

$$T = V(\rho - \rho_g) = 0,523 D^3 (\rho - \rho_g) \quad (8.1)$$

donde  $T$  es la fuerza ascensional;  $V$  es el volumen del globo;  $\rho$  es la densidad del aire;  $\rho_g$  es la densidad del gas; y  $D$  es el diámetro del globo, que se habrá supuesto esférico.

Todas las unidades están expresadas en el Sistema Internacional de Unidades. Para el hidrógeno al nivel del suelo, la flotabilidad  $(\rho - \rho_g)$  es aproximadamente 1,2 kg m<sup>-3</sup>. Todas las magnitudes de la ecuación 8.1 varían con la altura.

La fuerza ascensional libre  $L$  de un globo es la cantidad en que la fuerza ascensional total excede del peso conjunto  $W$  del globo más su carga (si la hubiera):

$$L = T - W \quad (8.2)$$

En otras palabras, es la flotabilidad neta, es decir, el peso adicional que el globo conseguirá soportar, con toda su carga, sin ascender o caer.

Basándose en el principio de similitud dinámica, puede demostrarse que la velocidad de ascenso  $V$  de un globo en el seno de aire inmóvil viene expresada mediante la fórmula general:

$$V = \frac{qL^n}{(L+W)^{1/3}} \quad (8.3)$$

donde  $q$  y  $n$  dependen del coeficiente de resistencia aerodinámica y, por consiguiente, del número de Reynolds,  $v\rho D/\mu$  (donde  $\mu$  es la viscosidad del aire). Lamentablemente, muchos de los globos meteorológicos tienen, en algún momento del vuelo, números de Reynolds comprendidos en la región crítica  $1 \cdot 10^5$  a  $3 \cdot 10^5$ , en que se produce un rápido cambio del coeficiente de resistencia, y no siempre son perfectamente esféricos. Por ello, resulta impracticable utilizar una fórmula simple que sirva para globos de tamaños y fuerzas ascensionales libres diferentes. Así pues, los valores de  $q$  y de  $n$  en la fórmula precedente deben obtenerse experimentalmente; expresando en metros por minuto ( $\text{m min}^{-1}$ ) la velocidad de ascenso, dichos valores suelen ser muy aproximadamente iguales a 150 y a 0,5, respectivamente. Otros factores, como el cambio de densidad del aire o las pérdidas de gas, pueden afectar también a la velocidad de ascenso y causar una variación apreciable con la altura.

Durante la realización de sondeos en condiciones de precipitación o de engelamiento, podría ser necesario un aumento de la fuerza ascensional libre de hasta un 75%, en función del mayor o menor rigor de las condiciones reinantes. Únicamente deberían utilizarse los valores supuestos de la velocidad de ascenso en condiciones de precipitación ligera. Por lo general, solo es necesario conocer con precisión la velocidad de ascenso para las observaciones piloto y de techo de nubes, en que no hay otro medio de determinar la altura. La velocidad de ascenso depende en gran medida de la fuerza ascensional libre y de la resistencia del aire sobre el globo y el tren de lanzamiento. La resistencia aerodinámica puede ser más importante, especialmente en el caso de los globos no esféricos. La altura máxima depende principalmente de la fuerza ascensional y del tamaño y la calidad del globo.

### 8.2.2 Rendimiento de los globos

En el cuadro siguiente se indican valores típicos de las prestaciones que proporcionan distintos tamaños de globos. Se trata de valores muy aproximados. Cuando sea necesario conocer con precisión las prestaciones de determinado globo y de su tren de lanzamiento, habrá que averiguarlas mediante el análisis de vuelos reales. Aumentando la fuerza ascensional total, un globo puede transportar una carga superior a la indicada en el cuadro. Ello se consigue utilizando más gas y aumentando el volumen del globo, con lo cual se modifica la velocidad de ascenso y la altura máxima.

**Prestaciones típicas de un globo**

Peso (g)	10	30	100	200	350	600	1 000	1 500	3 000
Diámetro en el lanzamiento (cm)	30	50	90	120	130	140	160	180	210
Carga útil (g)	0	0	0	250	250	250	250	1 000	1 000
Fuerza ascensional libre (g)	5	60	300	500	600	900	1 100	1 300	1 700
Velocidad de ascenso ( $\text{m min}^{-1}$ )	60	150	250	300	300	300	300	300	300
Altura máxima (km)	12	13	20	21	26	31	34	34	38

La selección de un globo para fines meteorológicos viene dictada por la carga que haya que transportar, por la velocidad de ascenso, por la altitud requerida, por el propósito de utilizar o no el globo para un seguimiento visual, y por la cubierta de nubes en relación con su color. Normalmente es deseable una velocidad de ascenso de entre 300 y 400  $\text{m min}^{-1}$ , a fin de reducir al mínimo el tiempo requerido para la observación; podría ser también necesaria para proporcionar una aireación suficiente de los sensores de la radiosonda. Al seleccionar un globo habrá que tener también en cuenta que la altitud alcanzada suele ser menor cuando la temperatura es muy baja en el momento del lanzamiento.

En cuanto a los globos que se utilizan para operaciones ordinarias, es conveniente determinar la fuerza ascensional libre que permita alcanzar alturas de estallido óptimas. Por ejemplo, se ha observado que, en algunos globos medianos, una menor cantidad de gas de inflado conlleva una reducción de la velocidad media de ascenso de 390 a 310  $\text{m min}^{-1}$ , lo que puede dar lugar

a un incremento de la altura de explosión en una media de 2 km. Deberían llevarse registros de las alturas de estallido y examinarse periódicamente para asegurar la aplicación de las mejoras prácticas.

En períodos diurnos, las observaciones visuales se facilitan utilizando globos incoloros los días soleados y despejados, y de color oscuro los días nublados.

La mejor manera de calibrar el rendimiento de un globo es determinando la extensión lineal máxima que soportará sin estallar, y puede expresarse de manera práctica mediante el cociente entre el diámetro (o circunferencia) en el momento de estallar y el diámetro del globo no inflado. El rendimiento de un globo durante el vuelo, sin embargo, no es necesariamente el mismo que en una prueba de estallido efectuada en tierra. El rendimiento puede resultar afectado por un trato rudo durante el inflado y por los esfuerzos provocados durante un lanzamiento en condiciones de viento fuerte. Durante el vuelo, la extensión del globo puede resultar afectada por la pérdida de elasticidad a bajas temperaturas, por la acción química del oxígeno, del ozono o de la radiación ultravioleta, y por defectos de fabricación, como pinchazos o puntos débiles. Con todo, un globo de calidad satisfactoria debería extenderse al menos hasta el cuádruple durante un sondeo real. El grosor del material en el momento del lanzamiento suele ser de 0,1 a 0,2 mm.

Durante el ascenso, se produce siempre un ligero exceso de presión,  $p_1$ , de algunos hectopascales en el interior del globo, debido a la tensión del caucho. Ello impone un límite a la presión externa que es posible alcanzar. Puede demostrarse que, si la temperatura es la misma en el interior que en el exterior del globo, la presión limitadora  $p$  viene dada por:

$$p = \left( \frac{1,07W}{L_0} + 0,075 \right) p_1 \cong \frac{Wp_1}{L_0} \quad (8.4)$$

donde  $W$  es el peso del globo más los aparatos, y  $L_0$  es la fuerza ascensional libre en tierra, expresados ambos en gramos. Si el globo es capaz de alcanzar la altura correspondiente a  $p$ , flotará a esa altura.

## 8.3 MANEJO DE LOS GLOBOS

### 8.3.1 Almacenamiento

Es muy importante que los globos de radiosonda se almacenen correctamente si se desea obtener de ellos un rendimiento óptimo al cabo de varios meses. Es aconsejable reducir las existencias de globos a la cantidad mínima que permitan las necesidades operativas dentro de los márgenes de seguridad. Siempre que sea posible, será preferible recibir material con frecuencia antes que comprar en grandes cantidades, con los consecuentes largos períodos de almacenamiento. Para evitar utilizar globos que hayan estado almacenados durante mucho tiempo, deberían utilizarse siempre siguiendo el orden determinado por su fecha de fabricación.

Normalmente es posible obtener el rendimiento máximo hasta unos 18 meses después de la fabricación, siempre y cuando las condiciones de almacenamiento hayan sido cuidadosamente determinadas. Muchos fabricantes publican instrucciones para sus propios globos, que habría que observar meticulosamente. Las instrucciones generales siguientes son aplicables a la mayoría de los tipos de globos de radiosonda.

Los globos deberían almacenarse al abrigo de la luz del sol y, a ser posible, en la oscuridad. En ningún momento deberían almacenarse junto a una fuente de calor o de ozono. Los globos compuestos de policloropreno o de una mezcla de policloropreno y caucho natural pueden deteriorarse si se exponen al ozono emitido por generadores eléctricos o por motores de grandes dimensiones. Todos los globos deberían mantenerse en su embalaje original hasta que comiencen los preparativos del vuelo. Habría que poner cuidado para que no entren en contacto con sustancias oleosas o de otro tipo que pudieran penetrar en la envoltura y dañar el globo.

Siempre que sea posible, los globos deberían guardarse en un recinto a temperaturas de entre 15 °C y 25 °C; algunos fabricantes proponen directrices concretas sobre este particular, que habría que seguir en todos los casos.

### 8.3.2 **Acondicionamiento**

Los globos de caucho natural no requieren un tratamiento térmico especial previo a su uso, ya que ese material no se congela a las temperaturas habituales de los edificios destinados a viviendas. Sin embargo, si un globo ha estado almacenado a una temperatura inferior a 10 °C durante un largo período, es preferible tenerlo a la temperatura ambiente durante varias semanas antes de utilizarlo.

Los globos de policloropreno experimentan una pérdida parcial de elasticidad durante el almacenamiento prolongado a temperaturas inferiores a 10 °C. Para obtener un resultado óptimo, habría que recuperar dicha pérdida antes del inflado mediante una preparación del globo. Convendría atenerse a las instrucciones del fabricante. Lo habitual es colocar el globo en una cámara aislada térmicamente con circulación forzada de aire, mantenerlo a temperatura y humedad adecuadas durante algunos días antes de inflarlo, o sumergirlo en un baño de agua templada.

En las estaciones polares, durante períodos extremadamente fríos, los globos que se utilicen deberían tener unas características especiales, de modo que puedan mantener la resistencia y la elasticidad en tales condiciones.

### 8.3.3 **Inflado**

Cuando no se utilice un lanzador de globos, convendría disponer de un recinto especial, preferiblemente aislado de otros edificios, para el llenado de los globos. El recinto debería estar adecuadamente ventilado (por ejemplo, National Fire Protection Association (NFPA), 1999). Si se va a utilizar hidrógeno gaseoso, será esencial respetar las precauciones de seguridad (véase la sección 8.6). El edificio no debería contener ninguna fuente de chispas, y sería preciso que todos los interruptores y dispositivos eléctricos estén diseñados de manera que no las produzcan; en la sección 8.6.2 se dan más indicaciones al respecto. Si se va a usar helio gaseoso, habrá que prever la posibilidad de calentar el edificio en tiempo frío. Las paredes, las puertas y los suelos tendrían que disponer de buenos acabados, y deberían estar libres de polvo y de partículas finas. El calentamiento de los recintos de inflado con hidrógeno puede conseguirse mediante vapor, agua caliente u otros métodos indirectos; sin embargo, el calentamiento eléctrico, si se utilizase, deberá cumplir las normativas eléctricas nacionales (por ejemplo, NFPA 50A para espacios de clase I y división 2).

Durante el inflado convendría usar vestimentas de protección (véase la sección 8.6.4). El operario no debería permanecer en una habitación cerrada con un globo que contenga hidrógeno. El proceso de suministro del hidrógeno debería estar controlado, y la operación de llenado tendría que observarse desde el exterior si las puertas están cerradas; estas deberían permanecer abiertas mientras el operario se encuentre en el recinto con el globo.

El inflado debería realizarse lentamente, ya que toda expansión súbita podría crear puntos débiles en el material del globo. Sería deseable disponer de una válvula de ajuste fino para regular el flujo del gas. El nivel de inflado deseado (fuerza ascensional libre) puede determinarse utilizando una boquilla de llenado, del peso requerido, o una boquilla que forme un brazo de balanza, en el que pueda pesarse la fuerza ascensional del globo. Este último método es menos conveniente, a menos que se desee un margen de variación en el peso de los globos, que es prácticamente innecesario en el régimen de trabajo habitual. Es útil disponer de una válvula acoplada al inflador de balanza; un sistema más depurado, utilizado en algunos servicios, consiste en una válvula ajustable de modo que se cierre automáticamente al alcanzarse la fuerza ascensional adecuada.

### 8.3.4 Lanzamiento

El globo debería mantenerse al abrigo hasta que todo esté listo para el lanzamiento. Convendría evitar una exposición prolongada a la luz solar intensa, que podría causar un rápido deterioro del material del globo, o incluso hacerlo estallar antes de iniciar el ascenso. En los lanzamientos manuales se debería vestir prendas de protección.

El lanzamiento de un globo de radiosonda con viento ligero no reviste especial dificultad. Habría que tener cuidado siempre en evitar que el globo y los instrumentos tropiecen con obstáculos antes de elevarse por encima de los árboles y edificios que rodean la estación. Una gran parte de los problemas del lanzamiento puede evitarse planificando detenidamente el lugar en que se va a efectuar. El área seleccionada debería tener el mínimo posible de obstáculos que puedan interferir en el lanzamiento; los edificios de la estación deberían estar diseñados y ubicados atendiendo a los vientos predominantes, a los efectos probables de las ráfagas en el área de lanzamiento y, en climas fríos, a las ventiscas de nieve.

Es también aconsejable, con vientos fuertes, mantener la amarra de suspensión del instrumento lo más corta posible durante el lanzamiento, utilizando una trabilla de suspensión o un devanador. Un dispositivo útil sería un carrete que enrolle la cuerda de suspensión, junto con un perno provisto de un freno de aire o de una trabilla que permita ir devanando lentamente la cuerda tras el lanzamiento del globo.

Los lanzadores mecánicos de globos tienen la gran ventaja de haber sido diseñados para proporcionar una seguridad prácticamente total, ya que mantienen separado al operario del globo durante el llenado y el lanzamiento. Pueden ser automatizados en grado diverso, incluso hasta el punto de realizarse toda la operación de radiosonda sin la presencia de un operario en caso necesario. Estos dispositivos podrían no ser efectivos a velocidades del viento superiores a  $20 \text{ m s}^{-1}$ . Convendrá prever una ventilación adecuada para los sensores de la radiosonda antes del lanzamiento, y sería deseable que la estructura estuviera construida de manera que no resultara dañada por el fuego o por las explosiones.

## 8.4 ACCESORIOS PARA ASCENSOS DE GLOBOS

### 8.4.1 Iluminación para ascensos nocturnos

La fuente de luz habitualmente utilizada en los ascensos nocturnos de los globos piloto es una lámpara con una pequeña batería eléctrica. Suele ser adecuada una batería de dos celdas de 1,5 V, o bien una de activación por agua con una bombilla de 2,5 V y 0,3 A. Otra posibilidad es utilizar un dispositivo de iluminación por fluorescencia química. No obstante, para sondeos de gran altitud se necesita un sistema más potente, de 2 a 3 W, junto con un reflector simple.

Si se desea que la velocidad de ascenso se mantenga invariable cuando se utilice un dispositivo de iluminación, en teoría se requerirá un pequeño aumento de la fuerza ascensional libre; es decir, la fuerza ascensional total deberá aumentar en una cantidad superior al peso adicional transportado (véase la ecuación 8.3). En la práctica, sin embargo, el aumento requerido es probablemente menor que el calculado, ya que la carga mejora el perfil aerodinámico y la estabilidad del globo.

Tiempo atrás, se utilizaba para los ascensos nocturnos una pequeña vela alojada en un farol de papel translúcido suspendido a unos 2 m por debajo del globo. Aun así, hay riesgo de deflagración o de explosión si la vela llega a aproximarse al globo o a la fuente de hidrógeno, además del riesgo de originar un incendio forestal u otro incendio grave al retornar a la tierra. Por ello, no es en absoluto recomendable utilizar velas.

### 8.4.2 Paracaídas

Para reducir el riesgo de causar daños con la caída de un instrumento de sondeo, es habitual instalar un paracaídas simple. Este debería poder abrirse con fiabilidad, y reducir la velocidad de descenso a no más de  $5 \text{ m s}^{-1}$  en las proximidades del suelo. Convendría también que sea resistente al agua. Para instrumentos de hasta 2 kg de peso, será suficiente un paracaídas de papel impermeable o de plástico, de unos 2 m de diámetro, y de una longitud de cordaje de unos 3 m. Para reducir la tendencia del cordaje a retorcerse durante el vuelo es aconsejable fijar las cuerdas a un aro ligero de madera, plástico o metal, de unos 40 cm de diámetro, inmediatamente por encima del punto en que se enlazan.

Cuando el tren de lanzamiento incorpora un reflector de radar para la detección de vientos, podrá instalarse este en el paracaídas, y servirá además para mantener las cuerdas separadas. Las cuerdas y los accesorios deberán poder resistir la apertura del paracaídas. Si se utilizan radiosondas de poco peso (menos de 250 g), el reflector de radar podría proporcionar suficiente resistencia por sí solo durante el descenso.

## 8.5 GASES DE INFLADO

### 8.5.1 Generalidades

Los dos gases más adecuados para los globos meteorológicos son el helio y el hidrógeno. El primero resulta más preferible, ya que no presenta riesgos de explosión ni de incendio. Sin embargo, son pocos los países que disponen de un suministro natural abundante, por lo que se utiliza más el hidrógeno (véase Organización Meteorológica Mundial (OMM), 1982). La flotabilidad (la fuerza ascensional total) del helio es de  $1,115 \text{ kg m}^{-3}$  a una presión de 1 013 hPa y a una temperatura de  $15 \text{ }^\circ\text{C}$ . El valor correspondiente para el hidrógeno puro es de  $1,203 \text{ kg m}^{-3}$ , y para el hidrógeno comercial, un poco más bajo.

Cabe señalar que la utilización de hidrógeno a bordo de buques ya no está permitida en las condiciones generales de las pólizas de seguro marítimo. Deberá sopesarse el costo adicional que supondría la utilización de helio, frente a los riesgos para la vida humana y el costo extra del seguro, si fuera posible concertar uno.

Además del costo y de los problemas de transporte, el suministro en bombonas de gas comprimido constituye el medio de abastecimiento de gas más conveniente en las estaciones meteorológicas. Sin embargo, cuando el costo o la dificultad de suministrar bombonas sea un impedimento, la utilización de un generador de hidrógeno en la estación (véase la sección 8.5.3) no debería presentar grandes dificultades.

### 8.5.2 Bombonas de gas

Para usos generales, las bombonas de acero, con una capacidad de  $6 \text{ m}^3$  de gas comprimido a una presión de 18 MPa (10 MPa en los trópicos), tienen probablemente el tamaño más conveniente. Sin embargo, cuando el consumo de gas es alto, como ocurre en las estaciones de radiosonda, puede ser útil emplear bombonas de mayor capacidad, o baterías de bombonas estándar conectadas a una misma válvula de salida. Esta forma de colocación reducirá al mínimo las operaciones del personal. Para evitar el riesgo de confusión con otros gases, las bombonas de hidrógeno deberían estar pintadas de un color distintivo (en muchos países se usa el rojo), y estar marcadas además conforme a las normativas nacionales. Sus válvulas de salida deberían estar enroscadas a la izquierda, para diferenciarlas de las de las bombonas de gases no combustibles. Las bombonas tendrían que estar provistas de un capuchón, para proteger las válvulas durante los desplazamientos.

Convendría probar las bombonas de gas a intervalos regulares de dos a cinco años, en función del tipo de reglamentación nacional vigente. Para efectuar la prueba, habría que someterlas a una presión interna al menos un 50% superior a su presión de funcionamiento normal.



Las bombonas de hidrógeno no deberían exponerse al calor y, en climas tropicales, deberían estar protegidas de la luz solar directa. Preferiblemente, tendrían que almacenarse en un lugar cerrado, bien ventilado, que permita salir al exterior los escapes de gas que se produzcan.

### 8.5.3 Generadores de hidrógeno

El hidrógeno puede producirse *in situ* mediante diversos tipos de generadores. Todas las plantas generadoras e instalaciones de almacenamiento de hidrógeno deberán estar claramente marcadas y llevarán las advertencias adecuadas conforme a las reglamentaciones nacionales (por ejemplo, "Esta unidad contiene hidrógeno"; "Hidrógeno: Gas inflamable. Prohibido fumar. No generar llamas al aire libre"). Los procesos siguientes han resultado los más adecuados para generar hidrógeno con fines meteorológicos:

- a) ferrosilicio y sosa cáustica con agua;
- b) aluminio y sosa cáustica con agua;
- c) hidruro de calcio y agua;
- d) pastillas de magnesio-hierro y agua;
- e) amoníaco líquido con catalizador de platino caliente;
- f) metanol y agua con un catalizador caliente;
- g) electrólisis de agua.

La mayoría de las sustancias químicas empleadas en estos procesos son peligrosas, y habría que atenerse estrictamente a las normas nacionales pertinentes y a los códigos de aplicación de dichas normas, incluidos el marcado y las advertencias. Esas sustancias requieren un transporte, almacenamiento, manipulación y evacuación especiales. Muchas de ellas son corrosivas, al igual que el residuo resultante de su utilización. Si no se controlaran cuidadosamente esas reacciones, podrían producir un exceso de calor y de presión. El metanol, que es un alcohol tóxico, puede ser mortal si se ingiere o si se abusa de esa sustancia mediante una exposición excesiva.

En particular, la sosa cáustica, que es de uso común, requiere un manejo cuidadoso por parte del operario, que debería protegerse adecuadamente, especialmente en los ojos, no solo del contacto con la solución, sino también de las finas partículas que podrían desprenderse al colocar el material sólido en el generador. En previsión de accidentes, convendría tener a mano un frasco de colirio para el lavado de los ojos y un agente neutralizador (por ejemplo, vinagre).

Algunos de estos métodos químicos tienen lugar a alta presión, con el consiguiente aumento del riesgo de accidente. Convendría probar los generadores de alta presión cada dos años, como mínimo al doble de la presión de funcionamiento. Los generadores deberían estar provistos de un dispositivo de seguridad que alivie el exceso de presión. Este suele consistir en un disco de ruptura, y es muy importante atenerse estrictamente a las instrucciones de uso en lo referente al material, tamaño y forma de los discos y a la frecuencia de recambio. Aunque el dispositivo de seguridad sea eficiente, es previsible que durante su funcionamiento expulse solución caliente. Deberán limpiarse cuidadosamente los generadores de alta presión antes de recargarlos, dado que los restos de la carga anterior podrían reducir considerablemente el volumen disponible del generador y aumentar, por consiguiente, la presión de funcionamiento por encima del límite de diseño.

Por desgracia, el hidruro de calcio y el magnesio-hierro, que permiten evitar la utilización de sosa cáustica, son caros de producir, por lo que probablemente solo serán aceptables para fines especiales. Dado que estos dos materiales producen hidrógeno a partir de agua, es esencial almacenarlos en contenedores absolutamente a prueba de humedad. En los procesos en que se utilice un catalizador, se pondrá buen cuidado en evitar la contaminación del catalizador.

Todos los sistemas producen gas a una presión suficiente para llenar globos. Sin embargo, las tasas de producción de algunos de ellos (en particular, la electrólisis), son demasiado bajas, por lo que habría que producir el gas antes de necesitarlo, y almacenarlo en forma comprimida o en un gasómetro.

Los procesos que funcionan mediante electrólisis de agua o mediante la desintegración catalítica de metanol son atractivos por su relativa seguridad y su bajo costo, y por utilizar materiales no corrosivos. Tanto estos dos procesos como el de amoníaco líquido requieren la utilización de energía eléctrica. El equipo es más bien complejo, y deberá estar sometido a un cuidadoso mantenimiento y, diariamente, a procedimientos de comprobación detallados, para asegurarse de que los sistemas de control de seguridad son efectivos. El agua destinada a la electrólisis deberá tener un bajo contenido en minerales.

## 8.6 UTILIZACIÓN DEL HIDRÓGENO Y PRECAUCIONES DE SEGURIDAD

### 8.6.1 Generalidades

El hidrógeno puede entrar fácilmente en ignición mediante una pequeña chispa, y arde con una llama casi invisible. Puede también arder mezclado con el aire a muy diversas concentraciones, entre el 4% y el 74% en volumen (NFPA, 1999), y explotar a concentraciones del 18% al 59%. En ambos casos, un operario cercano puede sufrir quemaduras graves en toda la piel expuesta, y una explosión puede lanzar a una persona contra una pared o derribarla, causándole heridas graves.

El riesgo de accidente puede eliminarse mediante procedimientos y equipamientos cuidadosamente diseñados, siempre y cuando se respeten aquellos y se mantengan estos con diligencia (Gremia, 1977; Ludtke y Saraduke, 1992; Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio, 1968). La incorporación de medios de seguridad adecuados para los edificios en los que se genera y almacena hidrógeno, o para los lugares en que se llenan o lanzan los globos, no siempre es objeto de la atención adecuada (véase la sección siguiente). En particular, deberá someterse a vigilancia e inspección meticolosas y continuas la observancia de los procedimientos por los operarios.

Las ventajas de los lanzadores automáticos de globos (véase la sección 8.3.4) es que pueden llegar a tener un grado de seguridad casi total y que pueden prevenirse las lesiones de los operarios al mantener a estos separados del hidrógeno.

Un punto de partida esencial para conocer las precauciones de seguridad consistirá en aplicar las normas y reglas de utilización concebidas para evitar los riesgos que conllevan las atmósferas explosivas en general. Se encontrará mayor información sobre las precauciones necesarias en las publicaciones sobre los riesgos de explosión en las salas de operaciones de los hospitales y en otros entornos industriales en que existan problemas similares. El operario no debería permanecer nunca en un recinto cerrado con un globo inflado. A lo largo de este capítulo se encontrarán otras indicaciones sobre seguridad.

### 8.6.2 Diseño de edificios

Debería disponerse lo necesario para evitar la acumulación de hidrógeno libre y de cargas estáticas, y la aparición de chispas en todo recinto en que se genere, almacene o utilice hidrógeno. Deberá evitarse la acumulación de hidrógeno incluso en caso de que estallara un globo en el interior del recinto durante el proceso de inflado (OMM, 1982).

El diseño estructural de los edificios en que se opere con hidrógeno deberá incorporar disposiciones de seguridad (NFPA, 1999; Standards Association of Australia, 1985). Las condiciones climáticas y las normas y códigos nacionales establecen un margen de limitación dentro del cual pueden definirse muchos tipos de diseños y materiales apropiados para esa clase de edificios. Los códigos tienen únicamente carácter de recomendación, y sirven como base

para adoptar unas prácticas adecuadas. Las normas se publican en forma de especificaciones para materiales, productos y prácticas de seguridad en el trabajo. Deberían referirse a aspectos tales como accesorios de iluminación eléctrica que no produzcan llamas, aparatos eléctricos en atmósferas explosivas, ventilación de recintos con atmósferas explosivas, utilización de ventanas de plástico, discos de ruptura, etc. (OMM, 1982).

Tanto los códigos como las normas deberían contener información útil y adecuada para el diseño de edificios en que se trabaje con hidrógeno además de estar en consonancia con las prácticas nacionales recomendadas. Cuando se diseñen edificios de este tipo, o cuando se reexamine la seguridad de un edificio existente, convendría solicitar directrices de las autoridades nacionales de normalización, en particular para aspectos tales como:

- a) ubicaciones preferidas para los sistemas de hidrógeno;
- b) resistencia de los materiales propuestos contra incendios, en relación con los valores que haya que cumplir;
- c) necesidades de ventilación, y en particular techos de construcción ligera para que el hidrógeno y los productos de las explosiones escapen desde el punto más alto del edificio;
- d) equipo y cableado eléctrico adecuados;
- e) protección contra incendios (extintores y alarmas);
- f) disposiciones para que el operario controle el inflado del globo desde el exterior del recinto de llenado.

Convendría adoptar medidas para reducir al mínimo la posibilidad de que se produzcan chispas en los recintos en que se maneje hidrógeno. Por lo tanto, debería mantenerse fuera de los recintos todo tipo de sistemas eléctricos (interruptores, tomas, cables); en caso contrario, habría que instalar interruptores especiales a prueba de chispas, presurizados para evitar la penetración de hidrógeno, así como cables de esas mismas características. Es también aconsejable iluminar los recintos mediante luces exteriores a través de ventanas. Por esas mismas razones, ningún instrumento de los que se utilicen debería producir chispas. El calzado del observador tampoco debería producir chispas, y habría que instalar asimismo una protección adecuada contra rayos.

Si en alguna parte del edificio se utilizan sistemas de aspersión, habría que tener presente la posibilidad de que siga escapando hidrógeno aun después de haber extinguido el fuego. Existen sistemas de detección de hidrógeno que pueden utilizarse, por ejemplo, desconectar la corriente al generador de hidrógeno si llegase a un 20% del límite inferior de explosión, y que activarían una alarma, más una alarma subsiguiente que se activaría a un 40% de dicho límite.

Convendría delimitar una zona de emergencia en torno a un área que abarque el generador, el almacén y el globo, y a la que solo estaría permitido el acceso con vestimenta de seguridad (véase la sección 8.6.4).

Los lanzadores de globos (véase la sección 8.3.4) hacen normalmente innecesario un recinto especial para el llenado del globo, y simplifican mucho el diseño de las instalaciones para uso de hidrógeno.

### 8.6.3 Cargas estáticas

Los peligros que conlleva el inflado y el lanzamiento de los globos pueden reducirse considerablemente evitando la presencia de cargas estáticas en el recinto de llenado, en la ropa del observador y en el propio globo. En Loeb (1958) se encontrará información sobre el proceso de electrificación estática. Las cargas estáticas se controlan mediante una buena toma de tierra de los equipos de hidrógeno y de los accesorios del recinto de llenado. La utilización de tenazas para descarga estática por los observadores puede eliminar las cargas generadas en las prendas de vestir (OMM, 1982).

En los globos, las cargas eléctricas son más difíciles de tratar. El material del globo, especialmente el látex puro, es un aislante excelente. Se generan cargas estáticas al separar dos materiales aislantes en contacto entre sí. Un breve contacto con las ropas o el cabello del observador puede generar una carga de 20 kV, que, si se descarga a través de una chispa, es más que suficiente para deflagrar una mezcla de aire e hidrógeno. Las cargas acumuladas en un globo pueden tardar muchas horas en descargarse a tierra a través del material del globo, o de manera natural al aire circundante. Se ha determinado también que, cuando un globo estalla, la separación de la lámina a lo largo de una hendidura en el material puede generar chispas con energía suficiente para desencadenar la ignición.

Las cargas electrostáticas pueden evitarse o eliminarse rociando agua sobre el globo durante el llenado, sumergiéndolo en una solución antiestática (secándolo o no antes de su utilización), utilizando globos con aditivos antiestáticos en el látex, o insuflando aire ionizado sobre el globo. No bastará con conectar a tierra el cuello del globo.

El potencial electrostático máximo que se puede generar o mantener en la superficie de un globo disminuye al aumentar la humedad, pero la magnitud de este efecto no se conoce aún con exactitud. Ciertas pruebas realizadas con globos de 20 g inflados indican que es poco probable que se produzcan chispas con la energía suficiente para deflagrar mezclas hidrógeno-oxígeno cuando la humedad relativa del aire es superior al 60%. Otros estudios cifran el límite de seguridad en valores de humedad relativa de entre el 50% y el 76%, pero hay algunos que indican que pueden producirse chispas a niveles de humedad relativa todavía más altos. Se podría decir que una descarga estática es poco probable cuando la humedad relativa excede del 70%, pero sería mejor no fiarse de esta afirmación (véase Cleves y otros, 1971).

Se recomienda sin reservas rociar el globo con finas gotas de agua, ya que el humedecimiento y la toma de tierra eliminarán la mayor parte de las cargas estáticas de las partes mojadas. La aspersion debería hacerse de modo que moje la mayor superficie de globo posible, produciendo regueros continuos de agua desde el globo hasta el suelo. Si se mantienen cerradas las puertas, la humedad relativa en el interior del recinto de llenado puede aumentar hasta el 75% o más, reduciendo así la probabilidad de que salten chispas con energía suficiente para producir una ignición. El lanzamiento del globo debería realizarse rápidamente, una vez que concluya la aspersion y se abran las puertas del recinto de llenado.

Otras medidas que se deberían adoptar para reducir la formación de cargas estáticas son (OMM, 1982):

- a) dotar al edificio de un sistema completo de tomas a tierra, conectando por separado a una sola tierra todos los accesorios, el equipo de hidrógeno y el pararrayos, de modo que dicha tierra cumpla las especificaciones nacionales vigentes para los electrodos de tierra; se debería contemplar la posibilidad de extraer las cargas eléctricas desde el suelo;
- b) instalar puntos de descarga estática para los observadores;
- c) revestir regularmente las ventanas con una solución antiestática;
- d) sugerir a los operarios que no lleven puestas prendas de vestir sintéticas o zapatos aislantes; es una buena costumbre proporcionar un calzado parcialmente conductor;
- e) reducir al mínimo todo contacto entre el observador y el globo; esto se podría facilitar situando el dispositivo de llenado a 1 m o más por encima del suelo.

#### 8.6.4 **Vestimenta de protección e instalaciones de primeros auxilios**

Convendría llevar puestas prendas de protección siempre que se trabaje con hidrógeno, durante todas las etapas de las operaciones, y concretamente durante la generación del gas, el manejo de las bombonas, el inflado y el lanzamiento del globo. Estas prendas consistirán en una bata

ligera de material ignífugo, con capucha de material antiestático y no sintético, y protección para la parte inferior de la cara, gafas o anteojos, guantes de algodón, y cualquier otra prenda contra deflagraciones recomendada localmente (véase Hoschke y otros, 1979).

Debería disponerse de material de primeros auxilios adecuado en la instalación, por ejemplo contra las quemaduras producidas por deflagraciones y para los miembros rotos. Cuando se utilicen sustancias químicas, convendría tener a mano soluciones neutralizantes apropiadas, por ejemplo ácido cítrico para las quemaduras de sosa cáustica. Sería preciso disponer de un dispositivo para el lavado ocular, listo para su uso (OMM, 1982).

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio, 1968: *Hydrogen Safety Manual*. Memorando técnico de la NASA TM-X-52454, Centro de Investigación de la NASA en Lewis, Estados Unidos.
- Cleves, A. C., J. F. Sumner y R. M. H. Wyatt, 1971: "The Effect of Temperature and Relative Humidity on the Accumulation of Electrostatic Charges on Fabrics and Primary Explosives", en *Proceedings of the Third Conference on Static Electrification*. Londres.
- Gremia, J. O., 1977: *A Safety Study of Hydrogen Balloon Inflation Operations and Facilities of the National Weather Service*. Trident Engineering Associates, Annapolis, Maryland.
- Hoschke, B. N. y otros, 1979: *Report to the Bureau of Meteorology on Protection Against the Burn Hazard from Exploding Hydrogen-filled Meteorological Balloons*. División de la CSIRO de Física Textil y Departamento de Vivienda y Construcción, Australia.
- Loeb, L. B., 1958: *Static Electrification*. Springer-Verlag, Berlín.
- Ludtke, P. y G. Saraduke, 1992: *Hydrogen Gas Safety Study Conducted at the National Weather Service Forecast Office*. Norman, Oklahoma.
- National Fire Protection Association, 1999: *NFPA 50A: Standard for Gaseous Hydrogen Systems at Consumer Sites*. National Fire Protection Association, Quincy, Maryland.
- , 2002: *NFPA 68: Guide for Venting of Deflagrations*. National Fire Protection Association, Batterymarch Park, Quincy, Maryland.
- , 2005: *NFPA 70, National Electrical Code*. National Fire Protection Association, Quincy, Maryland.
- , 2006: *NFPA 220, Standard on Types of Building Construction*. National Fire Protection Association, Quincy, Maryland.
- Organización Meteorológica Mundial, 1982: *Meteorological Balloons: The Use of Hydrogen for Inflation of Meteorological Balloons*. Informe N° 13 sobre instrumentos y métodos de observación. Ginebra.
- Rosen, B., V. H. Dayan y R. L. Proffit, 1970: *Hydrogen Leak and Fire Detection: A Survey*. NASA SP-5092.
- Servicio del Medio Ambiente Atmosférico (Canadá), 1978: *The Use of Hydrogen for Meteorological Purposes in the Canadian Atmospheric Environment Service*. Toronto.
- Standards Association of Australia, 1970: *AS C99: Electrical equipment for explosive atmospheres – Flameproof electric lightning fittings*.
- , 1980: *AS 1829: Intrinsically safe electrical apparatus for explosive atmospheres*.
- , 1985: *AS 1482: Electrical equipment for explosive atmospheres – Protection by ventilation – Type of protection V*.
- , 1995: *ASNZS 1020: The control of undesirable static electricity*.
- , 2004: *AS 1358: Bursting discs and bursting disc devices – Application selection and installation*.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 9. OBSERVACIONES URBANAS .....	882
9.1 Generalidades .....	882
9.1.1 Definiciones y conceptos .....	882
9.1.1.1 Justificación de las estaciones .....	882
9.1.1.2 Escalas horizontales.....	883
9.1.1.3 Escalas verticales .....	883
9.1.1.4 Áreas fuente (“huellas”).....	885
9.1.1.5 Metodologías de medición .....	886
9.1.1.6 Descripción del emplazamiento urbano .....	887
9.2 Selección de la ubicación y del emplazamiento de una estación urbana .....	889
9.2.1 Ubicación .....	889
9.2.2 Emplazamiento .....	891
9.3 Exposición del instrumento .....	892
9.3.1 Modificaciones de las prácticas normalizadas.....	892
9.3.2 Temperatura.....	892
9.3.2.1 Temperatura del aire.....	892
9.3.2.2 Temperatura en superficie .....	894
9.3.2.3 Temperatura del suelo y de la calzada .....	894
9.3.3 Presión atmosférica.....	894
9.3.4 Humedad .....	894
9.3.5 Velocidad y dirección del viento .....	895
9.3.5.1 Perfil medio del viento .....	895
9.3.5.2 Altura de medición y exposición .....	897
9.3.5.3 Consideraciones sobre los sensores de viento.....	899
9.3.6 Precipitación .....	900
9.3.7 Radiación .....	901
9.3.7.1 Flujos entrantes .....	902
9.3.7.2 Flujos salientes y netos .....	902
9.3.8 Duración de la insolación .....	904
9.3.9 Visibilidad y alcance óptico meteorológico .....	904
9.3.10 Evaporación y otros flujos.....	904
9.3.11 Humedad del suelo.....	906
9.3.12 Tiempo presente .....	906
9.3.13 Nubes .....	906
9.3.14 Composición atmosférica.....	907
9.3.15 Técnicas de perfilado de la capa límite urbana .....	907
9.3.16 Observaciones satelitales .....	907
9.4 Metadatos .....	907
9.4.1 Entorno local .....	908
9.4.2 Evolución histórica .....	910
9.4.3 Observancia de otras recomendaciones de la OMM .....	910
9.5 Evaluación de los efectos urbanos.....	910
9.6 Resumen de las consideraciones clave con respecto a las estaciones urbanas .....	910
9.6.1 Principios prácticos .....	910
9.6.2 Selección del emplazamiento .....	911
9.6.3 Mediciones.....	911
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	912



## CAPÍTULO 9. OBSERVACIONES URBANAS

### 9.1 GENERALIDADES

La necesidad de efectuar observaciones meteorológicas en áreas urbanas es cada vez mayor. Las poblaciones urbanas siguen expandiéndose, y los Servicios Meteorológicos experimentan una demanda creciente de datos que ayuden a entregar predicciones detalladas, tanto a los ciudadanos como en los sectores de construcción y diseño urbano, conservación de energía, transporte y comunicaciones, calidad del aire y salud, estructuras de protección frente a temporales de agua y de viento, seguros, y medidas de emergencia. Al mismo tiempo, los Servicios Meteorológicos tienen dificultades para llevar a cabo unas observaciones urbanas cuyos resultados sean perfectamente fiables. Esto ocurre porque en la mayoría de los emplazamientos desarrollados no es posible atenerse a las directrices normalizadas indicadas en la parte I de la presente Guía con respecto a la selección de emplazamientos y a la exposición de instrumentos, debido a circunstancias tales como la obstrucción del flujo de aire y el intercambio de radiación que causan edificios y árboles, la presencia de una cubierta superficial artificial, y los excedentes de calor y de vapor de agua que emiten las actividades humanas.

Este capítulo contiene información de utilidad para la selección de emplazamientos, la instalación de estaciones meteorológicas y la interpretación de los datos obtenidos en áreas urbanas. En particular, aborda el caso de las estaciones climáticas habitualmente consideradas “estándar”. Pese a la complejidad y heterogeneidad de los entornos urbanos, es posible obtener observaciones útiles y repetibles. Cada emplazamiento presenta unas dificultades específicas. Para asegurarse de que las observaciones obtenidas sean aceptables, habrá que prestar atención a ciertos principios y conceptos que son virtualmente exclusivos de las áreas urbanas. La persona que cree y se ocupe de la estación también deberá aplicar esos principios y conceptos de manera inteligente y flexible, atendiendo a las realidades del entorno específico en cuestión. Las “normas” rígidas son de escasa utilidad. La necesaria flexibilidad no encaja del todo con la noción general de normalización que promueve la Organización Meteorológica Mundial (OMM) como práctica de observación. En áreas urbanas, es necesario en ocasiones avenirse a exponer los instrumentos en superficies y alturas no normalizadas, dividir las observaciones entre dos o más puntos, o acercarse más de lo habitual a los edificios o fuentes de calor artificial.

Las unidades de medición y los instrumentos utilizados en las áreas urbanas son los mismos que en otros entornos. Por consiguiente, en el presente capítulo se abordan solo los aspectos que son exclusivos de las áreas urbanas, o que plantean dificultades debido a la naturaleza de las ciudades, por ejemplo para la selección del emplazamiento, la exposición de los instrumentos y la documentación de los metadatos.

Las horas y la frecuencia de observación, así como la codificación (cifrado) de los informes deberían regirse por unas normas apropiadas (OMM, 2006, 2010, 2011*a*, 2011*b* y 2011*c*).

Con respecto a las estaciones automatizadas y a los requisitos aplicables al cifrado y transmisión de mensajes, al control de la calidad, al mantenimiento (teniendo presentes las exigencias especiales de los entornos urbanos) y a la calibración, deberían seguirse las recomendaciones del capítulo 1 de la parte II.

#### 9.1.1 Definiciones y conceptos

##### 9.1.1.1 *Justificación de las estaciones*

Una explicación clara de las razones que justifican el establecimiento de una estación urbana es esencial para que dé buenos resultados. Dos de las razones más habituales son el deseo de representar el entorno meteorológico en un lugar dado con fines climatológicos generales, y el deseo de proporcionar datos en respuesta a las necesidades de determinado usuario.

En ambos casos, será necesario definir las escalas espaciales y temporales que se utilizarán y, como se describe más adelante, tanto el emplazamiento de la estación como la exposición de los instrumentos podrían variar considerablemente según el caso.

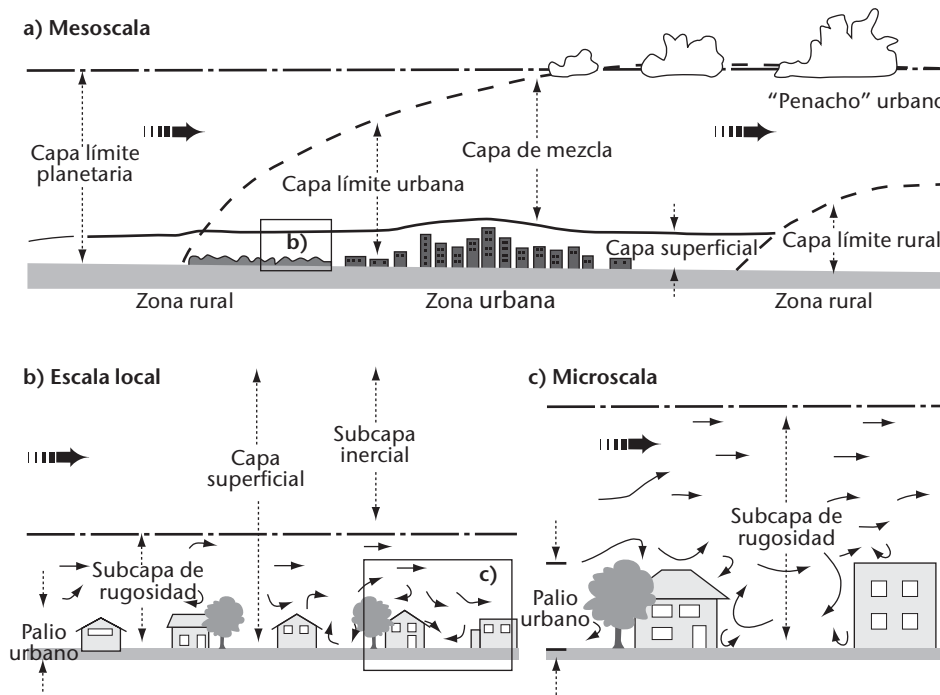
### 9.1.1.2 **Escalas horizontales**

Para obtener resultados satisfactorios en una estación urbana, lo más importante es valorar el concepto de escala. Hay tres escalas que podrían ser útiles (Oke, 1984; figura 9.1):

- a) **Microescala:** toda superficie u objeto tiene su propio microclima, que abarca también sus inmediaciones. Las temperaturas de la superficie y del aire pueden variar en varios grados a lo largo de distancias muy cortas, de milímetros incluso, y el flujo de aire puede resultar muy alterado incluso por objetos pequeños. Las escalas típicas del microclima urbano están relacionadas con la dimensión de los distintos edificios, árboles, carreteras, calles, patios, jardines, etc. Las escalas más habituales abarcan desde 1 m hasta centenares de metros. Las directrices de la parte I de la presente Guía están formuladas específicamente para evitar los efectos microclimáticos. Las recomendaciones sobre las estaciones climáticas tienen por objeto normalizar todos los emplazamientos en la medida en que ello sea viable. De ahí la especificación de una altura de medición normalizada, una cubierta superficial única, unas distancias mínimas a los obstáculos y una escasa obstrucción del horizonte. Lo que se pretende es conseguir unas observaciones del clima exentas de señales microclimáticas espurias y, con ello, caracterizar los climas locales. Aplicando unas normas aún más estrictas, las estaciones de primer orden podrían ser capaces de representar las condiciones existentes a escalas espaciales y temporales sinópticas. Los datos pueden servir para evaluar las tendencias del clima a escalas todavía mayores. A menos que los objetivos sean muy especializados, las estaciones urbanas deberían evitar también las influencias microclimáticas; sin embargo, ese fin es difícil de alcanzar.
- b) **Escala local:** es la escala a la que deberán operar las estaciones climáticas normalizadas. Incluye ciertas características del paisaje, como la topografía, pero excluye los efectos a microescala. En zonas urbanas, ello equivale al clima de diversos entornos con tipos de desarrollo urbano similares (cubierta superficial, tamaño y separación de los edificios, actividad). La señal viene a ser la integración de una combinación característica de efectos microclimáticos causados por el área fuente en las inmediaciones del emplazamiento. El área fuente es la parte de la superficie a barlovento que aporta las principales propiedades del flujo o de la concentración meteorológica que se desea determinar (Schmid, 2002). Las escalas más habituales abarcan desde uno hasta varios kilómetros.
- c) **Mesoescala:** las ciudades influyen en el tiempo y en el clima a la escala del núcleo urbano, que abarca generalmente una extensión de varias decenas de kilómetros. Una estación única no es suficiente para representar esta escala.

### 9.1.1.3 **Escalas verticales**

Una diferencia esencial entre el clima de las áreas urbanas y el de las ubicaciones rurales o los aeropuertos estriba en que, en las ciudades, los intercambios verticales de cantidad de movimiento, calor y humedad no tienen lugar en una superficie (prácticamente) plana, sino en una capa de espesor no desdeñable, denominada palio urbano (figura 9.1). La altura del palio urbano equivale aproximadamente a la altura media de los principales elementos de rugosidad (edificios y árboles),  $z_H$  (véanse en la figura 9.4 las definiciones de los parámetros). Los efectos microclimáticos de las distintas superficies y obstáculos persisten a lo largo de una corta distancia desde la fuente para, seguidamente, mezclarse y desaparecer por la acción de las corrientes turbulentas. La distancia requerida antes de que el efecto desaparezca dependerá de la magnitud del mismo, de la velocidad del viento y de la estabilidad (conceptuada como estable, neutral o inestable). Esta mezcla tiene lugar tanto en dirección horizontal como vertical. Como ya se ha indicado, los efectos horizontales pueden persistir hasta una distancia de unos cuantos centenares de metros. En la vertical, los efectos de las distintas peculiaridades son discernibles en la subcapa de rugosidad, que se extiende desde el nivel del suelo hasta la altura de mezcla  $z_m$ ,



**Figura 9.1. Esquema de las escalas climáticas y las capas verticales observadas en las zonas urbanas: capa límite planetaria, capa límite urbana, palio urbano y capa límite rural (modificado de Oke, 1997)**

donde finaliza ese fenómeno. Las estimaciones efectuadas grosso modo y las mediciones sobre el terreno indican que  $z_r$  puede alcanzar valores tan bajos como  $1,5 z_H$  en emplazamientos densamente edificados (con pequeña separación entre edificios) y homogéneos, pero superiores a  $4 z_H$  en áreas de baja densidad (Grimmond y Oke, 1999; Rotach, 1999; Christen, 2003). Un instrumento situado por debajo de  $z_r$  puede registrar anomalías microclimáticas, pero por encima de ese valor percibe una señal difusa, promediada espacialmente, que es representativa de la escala local.

Hay que considerar también otra restricción de altura, pues cada tipo de superficie a escala local genera una capa límite interna en la cual la estructura del flujo y las propiedades termodinámicas están adaptadas al tipo de superficie. La altura de la capa aumenta con el alcance (es decir, con la distancia a barlovento hasta la frontera en que tiene lugar una transición a un tipo de superficie claramente diferente). La rapidez con que aumente la capa límite interna con el alcance dependerá de la rugosidad y de la estabilidad. En condiciones rurales, las relaciones altura/alcance pueden variar desde valores tan pequeños como 1:10 en condiciones inestables hasta proporciones tan elevadas como 1:500 en casos estables, disminuyendo a medida que aumenta la rugosidad (Garratt, 1992; Wieringa, 1993). Las áreas urbanas tienden a una estabilidad neutra, debido al aumento de turbulencia térmica y mecánica asociado a las islas de calor y a su elevada rugosidad. Por consiguiente, se considera como valor típico una relación altura/alcance de aproximadamente 1:100. La altura de la capa límite interna se determina por encima de la altura de desplazamiento  $z_d'$ , que es el nivel de referencia del flujo por encima de la altura de mezcla. (Para una explicación de  $z_d'$ , véanse la figura 9.4 y la nota b del cuadro 9.2).

Considérese, por ejemplo, un distrito hipotético densamente edificado con un valor de  $z_H$  igual a 10 m. Ese valor significa que  $z_r$  no es inferior a 15 m. Si se selecciona esa altura como nivel de medición, el alcance requerido en un terreno urbano similar probablemente no sea inferior a 0,8 km, dado que el alcance es igual a 100 ( $z_r - z_d'$ ), y  $z_d'$  será aproximadamente 7 m. Ello puede restringir considerablemente el emplazamiento dado que, si el terreno urbano no es similar como mínimo hasta esa distancia en torno al emplazamiento de la estación, las observaciones no serán representativas del tipo de superficie local. En emplazamientos de menor densidad artificial, donde los efectos de isla de calor y rugosidad son menores, el alcance requerido será probablemente mayor.

En alturas superiores a la altura de mezcla, aunque sin salirse de la capa límite interna local, las mediciones se sitúan en una subcapa inercial (figura 9.1) en la que es válida la teoría clásica de la capa límite. Esa teoría determina la forma de los perfiles verticales medios de las variables meteorológicas (en particular la temperatura del aire, la humedad y la velocidad del viento), así como el comportamiento de los flujos, espectros y estadísticas asociados a la turbulencia. Todo ello permite:

- a) Calcular el área fuente (o “huella”; véase el siguiente apartado) desde la que se origina el flujo turbulento o la concentración de una variable meteorológica. Se define así la distancia a barlovento correspondiente al alcance del viento mínimo aceptable;
- b) Extrapolar determinado flujo o propiedad a través de la capa inercial y en sentido descendente hacia la subcapa de rugosidad (y, aunque es menos fiable, hacia el palio urbano). En la capa inercial, los flujos son constantes en altura, y el valor medio de las propiedades meteorológicas es invariante en dirección horizontal. Por consiguiente, las observaciones de los flujos y de las variables normalizadas presentan una utilidad considerable y permiten caracterizar el entorno subyacente a escala local. La extrapolación hacia la subcapa de rugosidad resulta menos aconsejable.

#### 9.1.1.4 Áreas fuente (“huellas”)

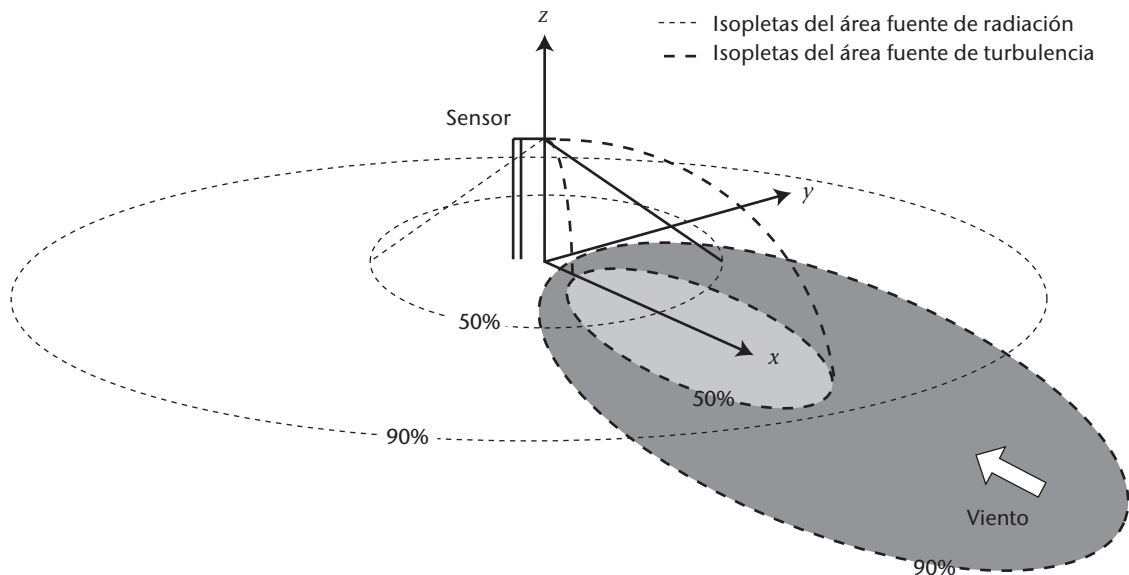
Un sensor situado sobre una superficie “percibe” solo una parte de su entorno denominada “área fuente” del instrumento, y depende de su altura y de las características del proceso responsable de transportar la propiedad superficial al sensor. Para las señales de radiación ascendentes (radiación en onda corta y larga, y temperatura superficial medida por un termómetro de infrarrojos), el campo de visión del instrumento y la geometría de la superficie subyacente determinan las variables percibidas. Por analogía, ciertos sensores, tales como termómetros, higrómetros, analizadores de gas y anemómetros, “perciben” propiedades como la temperatura, la humedad, los gases atmosféricos y la velocidad y dirección del viento transportadas desde la superficie hasta el sensor en régimen turbulento. La figura 9.2 muestra una ilustración conceptual de estas áreas fuente.

El área fuente de un radiómetro orientado hacia abajo con su elemento detector paralelo al terreno es una superficie circular en cuyo centro está situado el instrumento (figura 9.2). El radio ( $r$ ) del área fuente circular que contribuye a la señal del radiómetro a la altura ( $z_1$ ) se indica en Schmid y otros (1991):

$$r = z_1 \left( \frac{1}{F} - 1 \right)^{-0,5} \quad (9.1)$$

donde  $F$  es el factor de visión, es decir, la proporción de flujo medido en el sensor que corresponde a esa área. En función de su campo de visión, un radiómetro podría percibir solo un círculo limitado, o extenderse hacia el horizonte. En este último caso, el instrumento suele presentar una respuesta en forma de coseno, de modo que en dirección al horizonte es cada vez más difícil definir el área fuente realmente percibida. De ahí la utilización del factor de visión que define el área que contribuye en una proporción determinada (a menudo elegida como el 50%, 90%, 95%, 99% o 99,5%) de la señal del instrumento.

El área fuente de un sensor que obtiene su señal mediante transporte turbulento no está distribuida simétricamente en torno a la ubicación del sensor. Es de forma elíptica, y está alineada a barlovento de la torre (figura 9.2). Cuando hay viento, el efecto de la superficie en la base del mástil es, de hecho, cero, ya que la turbulencia no puede transportar esa influencia hasta el nivel del sensor. A cierta distancia a barlovento, la fuente comienza a afectar al sensor; este efecto alcanza un máximo (pico) para, seguidamente, disminuir a mayor distancia (la configuración en las direcciones  $x$  y  $y$  se describe en Kljun y otros, 2002, y Schmid, 2002). La distancia a barlovento hasta la primera superficie que contribuye a la señal, hasta el punto de influencia máxima (pico), y hasta la superficie más alejada a barlovento que influye en la medición, así como el área de la “huella”, varían considerablemente con el tiempo pues dependen de la altura de la medición (valores más altos cuanto mayor es la altura), de la rugosidad de la superficie, de la estabilidad atmosférica (valores en aumento conforme se pasa de inestable a estable) y de si lo que se mide



**Figura 9.2.** Representación conceptual de las áreas fuente que contribuyen a los sensores de radiación y de los flujos turbulentos de las concentraciones. Si el sensor es un radiómetro, el 50% o el 90% del flujo se origina en la zona interior del círculo en perspectiva. Si el sensor responde a una propiedad de transporte turbulento, el 50% o el 90% de la señal procede de la zona del interior de las elipses respectivas, que son dinámicas, pues están orientadas hacia el viento y, por consiguiente, se mueven de acuerdo con la dirección y la estabilidad del mismo.

es un flujo turbulento o una concentración meteorológica (valores más altos cuando se trata de esta última) (Kljun y otros, 2002). Existen métodos para calcular las dimensiones de las “huellas” de flujo y de concentración (Schmid, 2002; Kljun y otros, 2004).

Aunque la figura 9.2 ilustra una situación de carácter general, es especialmente válida para los instrumentos situados en la subcapa inercial, suficientemente por encima de las complicaciones que entrañan la subcapa de rugosidad y la compleja geometría de la superficie urbana tridimensional. En el palio urbano no se ha evaluado todavía de manera fiable el proceso en virtud del cual los efectos de las áreas fuente de radiación y turbulencia disminuyen con la distancia. Cabe suponer que dependerán de las mismas propiedades y se asemejarán a las formas generales de la figura 9.2. Sin embargo, hay complicaciones obvias debidas a la compleja geometría de la radiación y al bloqueo y canalización del flujo, que son característicos del palio urbano. Sin duda, el entorno inmediato de la estación es, con diferencia, el factor más crítico, y el alcance del área fuente de los efectos convectivos aumenta con la estabilidad y con la altura del sensor. La distancia que influye en los sensores al nivel de la garita (~1,5 m) puede cuantificarse en unas decenas de metros en condiciones neutras, en valores inferiores en condiciones de inestabilidad, y posiblemente en más de 100 m cuando las condiciones son estables. A una altura de 3 m, las distancias equivalentes llegan probablemente hasta los 300 m en el caso estable. El círculo de influencia sobre un sensor de temperatura o de humedad, situado al nivel de la garita, se considera que tiene generalmente un radio de unos 0,5 km, aunque este valor dependerá de la densidad de edificación.

#### 9.1.1.5 Metodologías de medición

De la discusión precedente se desprende que en emplazamientos urbanos provistos de instrumentos para vigilar el clima a escala local en las proximidades de la superficie caben dos metodologías:

- a) Situar el emplazamiento en el palio urbano, en un lugar circundado por unas condiciones medias o “típicas” del terreno urbano, y colocar los sensores a alturas similares a las utilizadas en emplazamientos no urbanos. Se supone con ello que la mezcla inducida por el flujo en torno a los obstáculos es suficiente para entremezclar las propiedades hasta conformar un palio urbano medio a escala local.
- b) Instalar los sensores en una torre elevada situada por encima de la subcapa de rugosidad, para obtener valores entremezclados que puedan extrapolarse al palio urbano.

Por lo general, el método a) es más eficaz para la temperatura del aire y la humedad, mientras que el b) lo es para la velocidad y dirección del viento y para la precipitación. En el caso de la radiación, el único requisito importante es que el horizonte carezca de obstáculos. Por consiguiente, las estaciones urbanas suelen consistir en instrumentos instalados tanto por debajo como por encima del nivel del techo; para ello es necesario que en la evaluación y descripción del emplazamiento se tengan en cuenta las escalas correspondientes a ambos contextos.

#### 9.1.1.6 ***Descripción del emplazamiento urbano***

La magnitud de cada escala urbana no concuerda exactamente con las que habitualmente se indican en los libros de texto. Las escalas vienen dadas por las dimensiones de los rasgos morfométricos que constituyen un paisaje urbano. Se pone así de relieve la necesidad de describir adecuadamente las propiedades de las áreas urbanas que afectan a la atmósfera. Los rasgos básicos más importantes son la estructura urbana (dimensiones de los edificios y separación entre ellos, anchura y separación de las calles), la cubierta urbana (componentes, superficies pavimentadas y ajardinadas, suelo desnudo, agua), el tejido urbano (materiales de construcción y naturales) y el metabolismo urbano (calor, agua y contaminantes debidos a la actividad humana). Así pues, al caracterizar los emplazamientos de las estaciones climáticas urbanas deberán tenerse en cuenta esos descriptores, utilizarlos en posibles emplazamientos, e incorporarlos en forma de metadatos que describan adecuadamente las condiciones en la estación.

Estas cuatro características básicas de las ciudades tienden a agruparse en varias clases urbanas típicas. Así, por ejemplo, en las ciudades la mayoría de las áreas céntricas contienen edificios relativamente altos y muy próximos entre sí, por lo que el terreno está cubierto en su mayor parte de edificios o pavimentos de material duradero (piedra, hormigón, ladrillo o asfalto) y con presencia de abundantes emisiones provenientes de hornos, aparatos de aire acondicionado, chimeneas y vehículos. En el otro extremo del espectro hay distritos de baja densidad de edificación con edificios de una o dos plantas, de construcción relativamente ligera, y amplias superficies ajardinadas o verdes y con emisiones de calor bajas aunque, posiblemente, con importantes aportes de irrigación.

No existe un método universalmente aceptado de clasificación urbana con fines climáticos. Un planteamiento útil con respecto a los componentes edificados es el de Ellefsen (1991), que desarrolló varios tipos de zonas de terreno urbano. Este autor diferencia inicialmente los tipos en función de las tres clases de contigüidad de los edificios (adosados (en hileras), separados a poca distancia, separados a gran distancia). Estos tipos se subdividen ulteriormente en un total de 17 subtipos atendiendo a su función, ubicación en la ciudad, altura de sus edificios, tipo de construcción y edad. Para aplicar este método son suficientes las fotografías aéreas, generalmente de fácil acceso, y su clasificación ha sido utilizada en varias ciudades del mundo, por lo que parece revestir carácter general.

La clasificación de Ellefsen puede utilizarse para describir la estructura urbana en términos de rugosidad, flujo de aire, acceso a la radiación y apantallamiento. Cabe argumentar que refleja indirectamente aspectos de la cubierta, del tejido y del metabolismo urbanos, dado que una estructura determinada conlleva un tipo de cubierta y de materiales, y un cierto grado de actividad humana. Sin embargo, la clasificación reviste menor utilidad cuando las edificaciones son escasas y hay áreas de vegetación muy extensas (bosques urbanos, cubierta vegetal de baja altura, pastizales, monte bajo, cultivos), terrenos desnudos (suelo o rocas) o masas de agua (lagos, pantanos, ríos). En el cuadro 9.1 se representa una clasificación más simple de las

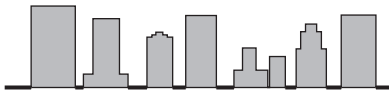




zonas climáticas urbanas. El cuadro incluye grupos de zonas de Ellefsen, más un indicador de la estructura,  $z_H/W$  (véase la nota c del cuadro 9.1), estrechamente relacionado con el flujo, la protección solar y la isla de calor, así como un indicador de la cubierta superficial (en porcentaje de edificaciones), relacionado con el grado de permeabilidad de la superficie.





La importancia de las zonas climáticas urbanas no estriba en la exactitud absoluta con que describan el emplazamiento, sino en su capacidad para clasificar áreas de asentamientos en distritos similares en cuanto a su potencial para modificar el clima local, y para identificar posibles transiciones a otras zonas climáticas urbanas. Este tipo de clasificación es esencial al iniciar la instalación de una estación urbana, con el fin de que se cumplan aproximadamente los criterios de homogeneidad espacial en el palio urbano o por encima de la subcapa de rugosidad. En lo sucesivo, se supondrá que la morfometría del área urbana, o de una parte de ella, ha sido evaluada mediante mapas pormenorizados y/o fotografías aéreas, imágenes satelitales (visibles y/o térmicas), documentos de planificación o, como mínimo, un reconocimiento visual realizado desde un vehículo y/o a pie. Aunque los mapas de uso de la tierra pueden ser útiles, debería tenerse en cuenta que describen la *función*, y no necesariamente la *forma física*, del asentamiento. La descripción urbana debería traducirse en un mapa que delimite las distintas zonas climáticas urbanas.

Las zonas climáticas urbanas aquí utilizadas son las que aparecen en el cuadro 9.1. Podría ser necesario adaptar esas categorías para incorporar características especiales de las formas urbanas en ciertas ciudades antiguas o del desarrollo urbano no planificado en el caso de algunos países menos adelantados. Así, en gran número de ciudades y pueblos de África y Asia la fracción de superficie cubierta por materiales impermeables no es tan grande, y las carreteras no siempre están pavimentadas.

**Cuadro 9.1. Clasificación simplificada de distintas formas urbanas organizadas por orden decreciente aproximado de su capacidad para afectar al clima local (Oke, 2004, sin publicar)**

Zona climática urbana <sup>a</sup>	Imagen	Clase de rugosidad <sup>b</sup>	Relación de aspecto <sup>c</sup>	% construido (impermeable) <sup>d</sup>
1. Zona urbana intensamente construida con edificios muy juntos de gran altura con revestimiento, por ejemplo, torres del centro		8	> 2	> 90
2. Zona urbana densamente construida con edificios de entre dos y cinco plantas, adosados o muy juntos, a menudo de ladrillo o piedra, por ejemplo, el centro histórico de la ciudad		7	1,0-2,5	> 85
3. Zona urbana muy construida, densidad media con viviendas, locales y apartamentos en fila o unifamiliares, pero muy juntos, por ejemplo, edificaciones urbanas		7	0,5-1,5	70 a 85



Zona climática urbana <sup>a</sup>	Imagen	Clase de rugosidad <sup>b</sup>	Relación de aspecto <sup>c</sup>	% construido (impermeable) <sup>d</sup>
4. Zona urbana muy construida, densidad media o baja de grandes edificios bajos y estacionamientos pavimentados, por ejemplo, centros comerciales, almacenes		5	0,05-0,2	70 a 95
5. Zona suburbana de construcción media de una o dos plantas, por ejemplo, viviendas suburbanas		6	0,2-0,6, hasta > 1 con árboles	35 a 65
6. Uso mixto con grandes edificios en paisaje abierto, por ejemplo, instituciones como hospitales, universidades, aeropuertos		5	0,1-0,5, depende de los árboles	< 40
7. Desarrollo semirural, viviendas dispersas en zonas naturales o agrícolas, por ejemplo, granjas, fincas		4	> 0,05, depende de los árboles	< 10

Edificios
  Terreno impermeable
  Vegetación
  Terreno permeable

## Notas:

- a Conjunto simplificado de clases que incluye aspectos de los esquemas de Auer (1978) y Ellefsen (1991), además de las medidas físicas relativas al viento y al control térmico y de humedad (columnas de la derecha). La correspondencia aproximada entre las zonas climáticas urbanas y las zonas de terreno urbano definidas por Ellefsen es: 1 (Dc1, Dc8), 2 (A1-A4, Dc2), 3 (A5, Dc3-5, Do2), 4 (Do1, Do4, Do5), 5 (Do3), 6 (Do6), 7 (ninguna).
- b La rugosidad eficaz del terreno de acuerdo con la clasificación de Davenport (Davenport y otros, 2000); véase el cuadro 9.2.
- c La relación de aspecto  $z_p/W$  es la altura media de los principales elementos de rugosidad (edificios, árboles) dividida por su espaciado medio; en el centro de la ciudad representa la razón altura/anchura de los "cañones (desfiladeros)" que forman las calles. Se sabe que esta medida está relacionada con los tipos de régimen de flujo (Oke, 1987) y con los controles térmicos (protección solar y apantallamiento de la radiación de onda larga) (Oke, 1981). Los árboles altos aumentan esta medida de forma significativa.
- d Proporción media del plano del terreno cubierto por características de la construcción (edificios, carreteras y zonas pavimentadas, y otras áreas impermeables); el resto de la superficie está ocupado por una cubierta permeable (espacios verdes, agua y otras superficies naturales). La permeabilidad afecta al estado de la humedad del suelo y, por lo tanto, al potencial de humidificación y de enfriamiento por evaporación.

## 9.2 SELECCIÓN DE LA UBICACIÓN Y DEL EMPLAZAMIENTO DE UNA ESTACIÓN URBANA

### 9.2.1 Ubicación

En primer lugar, es necesario establecer claramente la finalidad de la estación. Si el propósito es instalar una sola estación en un área urbana, habrá que decidir si lo que se desea es vigilar los efectos más intensos de la ciudad o de un distrito más representativo o típico, o caracterizar un emplazamiento determinado (donde pueda percibirse que vaya a haber problemas climáticos, o donde se hayan planificado desarrollos futuros). En líneas generales, las áreas con máxima

probabilidad de presentar efectos máximos pueden apreciarse tomando como referencia la lista de tipos de zonas climáticas urbanas del cuadro 9.1. Análogamente, la probabilidad de que una estación sea típica puede evaluarse mediante los principios en que se basa el cuadro 9.1 y seleccionando extensas áreas de desarrollo urbano similar para llevar a cabo una investigación más a fondo.

En el caso de la temperatura del aire y de la humedad, la búsqueda suele mejorarse utilizando reconocimientos espaciales, transportando el sensor a pie, en bicicleta o en automóvil, y recorriendo las áreas de interés. Repitiendo el procedimiento varias veces, será posible dibujar las secciones transversales o mapas de isolíneas (véase la figura 9.3), que revelarán las áreas donde radica la anomalía térmica o de humedad. Por lo general, el mejor momento para efectuar esas operaciones será o bien cuando hayan transcurrido algunas horas después de la puesta del sol, o bien antes del amanecer, en noches con cielo despejado y aire en relativa calma. Se maximizarán así las posibilidades de caracterizar las diferencias entre microclimas y climas locales. No es aconsejable realizar tales reconocimientos en torno a la puesta del sol o al amanecer, ya que las variables meteorológicas cambian tan rápidamente en esos momentos que dificultan las comparaciones espaciales.

Si se desea integrar la estación en una red que caracterice los rasgos espaciales del clima urbano, se necesitará una visión más extensa. Este concepto puede ilustrarse considerando la forma espacial típica de las distribuciones del clima urbano. Así, las isolíneas de las "islas" urbanas de calor y de humedad se asemejan efectivamente al contorno de sus homónimos topográficos (figura 9.3), ya que contienen "escarpes" relativamente bruscos, y frecuentemente una "meseta" que abarca gran parte del área urbana, salpicada de "picos" localizados y de "cuencas" de calor/fresco y de humedad/sequedad. Estas características coinciden en el espacio con áreas de mayor o menor desarrollo como, por ejemplo, bloques de apartamentos, tiendas, fábricas o parques, espacios abiertos o agua. Por consiguiente, una decisión se impone: ¿lo que se desea es obtener una muestra representativa de la diversidad de las zonas climáticas urbanas, o reflejar fielmente la estructura espacial?

En la mayoría de los casos, esta última finalidad resulta demasiado ambiciosa para una red de estaciones fijas en el palio urbano. La razón de ello es que será necesario un gran número de estaciones para describir los gradientes cerca de la periferia, la meseta, y los picos y valles de los nodos de desarrollo urbano superior e inferior al promedio. Si se desea efectuar las mediciones desde una torre, con los sensores situados por encima de la subcapa de rugosidad, el efecto de mezcla dará lugar a configuraciones espaciales más atenuadas, y el alcance hasta la frontera

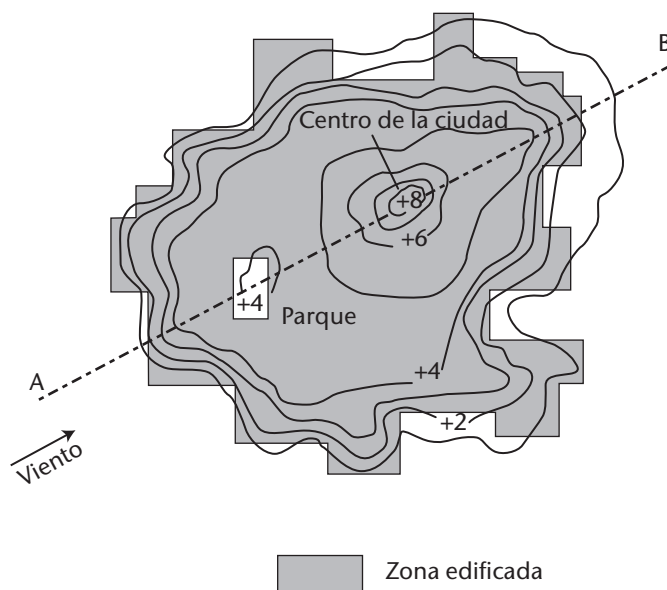


Figura 9.3. Patrón espacial típico de las isotermas de una gran ciudad en una noche serena, con tiempo despejado, que ilustra el efecto de la isla de calor (según Oke, 1982)

siguiente entre la zona climática urbana y la franja urbana-rural se convertirá en una cuestión importante. En tanto que una distancia de 0,5 a 1 km hasta la zona climática urbana adyacente podría resultar aceptable dentro del palio urbano, cuando el sensor está instalado en una torre se necesitarán probablemente varios kilómetros de alcance.

Dado que el objetivo es vigilar el clima local atribuible a un área urbana, será necesario evitar las influencias microclimáticas espurias u otros fenómenos climáticos locales o mesoescalares que compliquen el registro urbano. Por consiguiente, a menos que se tenga un interés específico por las configuraciones climáticas generadas topográficamente, como los efectos del drenaje de aire frío descendente a lo largo de valles y laderas hacia el área urbana, la aceleración o apantallamiento de los vientos por efecto de colinas y escarpaduras, la niebla en valles fluviales o en las inmediaciones de masas de agua, las configuraciones de nubes geográficamente tupidas, etc., será conveniente evitar las ubicaciones que puedan resultar afectadas por los efectos locales y mesoescalares. Por otra parte, si de ello resultase algún beneficio o riesgo, podría ser útil diseñar la red específicamente para obtener una muestra de sus efectos sobre el clima urbano; por ejemplo, el suavizado térmico de una ciudad muy cálida gracias a las brisas marinas o lacustres.

### 9.2.2 **Emplazamiento**

Una vez seleccionado el tipo de zona climática urbana y su ubicación general en el interior del área urbana, el paso siguiente consistirá en inspeccionar el mapa, las imágenes y las evidencias fotográficas para reducir el número de posibles ubicaciones en una zona climática urbana. Lo que se busca son zonas con un desarrollo urbano razonablemente homogéneo, sin grandes extensiones de estructura, cubierta o material anómalos. Sin embargo, no es posible definir de forma precisa lo que se entiende por “razonablemente”, pues casi todos los distritos urbanos tienen en la práctica su propia idiosincrasia que reduce su homogeneidad a una cierta escala. Aunque no es posible, por ello, confeccionar una lista completa, cabe señalar algunas situaciones que se han de evitar: extensiones inhabitualmente húmedas en una superficie mayoritariamente seca, edificios que sobresalgan más de la mitad de la altura media de los demás, aparcamientos pavimentados de gran extensión en áreas ajardinadas con riego, una fuente de calor grande y concentrada (por ejemplo, una central de calefacción) o la salida de ventilación de un túnel. Debería evitarse la proximidad a las zonas de transición entre diferentes tipos de zonas climáticas urbanas, al igual que los emplazamientos en que está previsto o es probable que se modifique el desarrollo urbano. El efecto de las peculiaridades anómalas disminuye con la distancia respecto del propio emplazamiento, como se ha indicado en relación con las áreas fuente.

En la práctica, para cada posible emplazamiento debería estimarse una “huella” de radiación (por ejemplo, la ecuación 9.1) y de propiedades turbulentas. Seguidamente, habría que documentar las principales propiedades superficiales, como la altura y la densidad medias de los obstáculos y las características de la cubierta y material superficial dentro de las respectivas huellas. A continuación debería valorarse su homogeneidad, de forma visual o mediante métodos estadísticos. Una vez seleccionadas unas áreas de homogeneidad aceptable para una estación a nivel de garita o en altitud (por encima de la subcapa de rugosidad), será útil identificar a los posibles propietarios que pudieran estar dispuestos a acoger el emplazamiento. Si hay un organismo gubernamental buscando un emplazamiento, es posible que posea ya tierras destinadas a otros fines en esa misma zona, o que mantenga buenas relaciones con otros organismos o empresas (oficinas, parques industriales, tierras inutilizadas, derechos de paso) como, por ejemplo, escuelas, universidades, instalaciones de servicios básicos (electricidad, teléfono, conducciones) o grandes vías de transporte (carreteras, vías férreas). Todos ellos son emplazamientos adecuados, ya que el acceso a los mismos estará permitido y, frecuentemente, también estarán protegidos del vandalismo y dispondrán de conexiones de alimentación eléctrica.

Los techos de los edificios a menudo se han utilizado para efectuar observaciones meteorológicas. En muchos casos, esta idea está basada en la creencia errónea de que a esa elevación el abrigo del instrumento no traerá aparejadas las complicaciones del palio urbano. En realidad, los techos tienen sus propios microclimas anómalos claramente diferenciados, que conducen a resultados erróneos. El flujo del aire por encima de un edificio crea intensas

perturbaciones de velocidad, dirección y rafagosidad que son muy distintas del flujo a esa misma elevación lejos del edificio o cerca del nivel del suelo (figura 9.5). Es más, los edificios de techo llano pueden crear flujos opuestos al flujo externo principal, con velocidades que varían desde las propias de un chorro a presión hasta la calma casi total. Los techos están también fabricados de materiales con comportamiento térmico bastante extremo que, con vientos flojos y cielos despejados, pueden caldearse mucho durante el día y enfriarse por la noche. Por consiguiente, suele crearse un gradiente de temperatura acentuado cerca del techo. Además, los techos están diseñados para ser impermeables y desaguar con rapidez; y esta circunstancia, unida a su exposición a la radiación solar y al viento, los hace anormalmente secos. Los techos son, pues, por lo general, ubicaciones muy poco adecuadas para medir la temperatura del aire, la humedad, el viento y la precipitación, a menos que los instrumentos estén situados sobre mástiles muy altos. Sin embargo, pueden ser adecuados para observar los componentes de la radiación entrante.

Una vez seleccionado el emplazamiento, es esencial reunir información detallada sobre sus características en forma de metadatos (véase la sección 9.4).

### 9.3 EXPOSICIÓN DEL INSTRUMENTO

#### 9.3.1 Modificaciones de las prácticas normalizadas

En muchos aspectos, las normas generalmente aceptadas con respecto a la exposición de instrumentos meteorológicos, descritas en la parte I de la presente Guía, son aplicables a los emplazamientos urbanos. Sin embargo, en numerosas ocasiones será imposible o carecerá de sentido atenerse a ellas. En esta sección se recomiendan algunos principios que serán útiles en tales circunstancias; aun así, no es posible prever todas las eventualidades. Las recomendaciones aquí indicadas concuerdan con los objetivos generales descritos en el capítulo 1 de la parte I.

Son numerosas las estaciones urbanas que han sido instaladas sobre hierba corta en lugares abiertos (parques, campos de ocio), debido a lo cual monitorizan realmente unas condiciones rurales modificadas, no representativas del entorno urbano. De ahí la curiosa conclusión de que ciertos pares de estaciones rurales-urbanas no revelan efecto alguno de los núcleos urbanos sobre la temperatura (Peterson, 2003).

El principio a seguir con respecto a la exposición de los sensores en el palio urbano consistiría en situarlos de tal modo que vigilen unas condiciones que sean representativas del entorno de la zona climática urbana seleccionada. En pueblos y ciudades, no será apropiado utilizar emplazamientos similares a los habituales de las áreas rurales sin edificar. Se recomienda más bien emplazar las estaciones urbanas en superficies que, dentro de un cierto radio a microescala, sean representativas del entorno urbano a escala local. El criterio del porcentaje construido (cuadro 9.1) permite hacerse una idea del tipo de superficie base recomendada.

Evidentemente, el requisito más difícil de cumplir en numerosos emplazamientos urbanos es la distancia a los obstáculos, ya que el emplazamiento debería estar situado a gran distancia de árboles, edificios, muros u otras obstrucciones (capítulo 1 de la parte I). Se recomienda, pues, situar la estación urbana en el centro de un espacio abierto cuya relación de aspecto circundante ( $z_H/W$ ) sea aproximadamente representativa del lugar.

Al instalar instrumentos en emplazamientos urbanos será especialmente importante utilizar cables blindados, debido a la ubicuidad de las líneas eléctricas y de otras fuentes de ruido eléctrico en tales lugares.

#### 9.3.2 Temperatura

##### 9.3.2.1 Temperatura del aire

Los sensores generalmente utilizados para medir la temperatura del aire (así como su grado de exactitud y sus características de respuesta) son apropiados para las áreas urbanas.

Se recomienda especialmente prestar gran atención a la protección frente a las radiaciones y a la ventilación. En el palio urbano, existe la posibilidad de que un grupo de sensores se encuentre relativamente cerca de superficies calientes, como un muro iluminado por el sol, una carretera o un vehículo con el motor en marcha, o de que reciba calor reflejado por superficies de vidrio. Por consiguiente, las protecciones utilizadas deberían bloquear de forma eficaz la radiación. Análogamente, dado que un grupo de sensores situado en el palio urbano inferior podría estar demasiado apantallado, se recomienda la ventilación forzada del sensor. La presencia en una red de una combinación de grupos de sensores con o sin apantallamiento y ventilación podría contribuir a la obtención de unos resultados diferentes según el emplazamiento. Por ello, las prácticas deberían ser uniformes.

La superficie sobre la cual se mide la temperatura del aire y la exposición del dispositivo sensor deberían atenerse a las recomendaciones de la sección precedente, es decir, la superficie tendría que ser típica de la zona climática urbana, y la garita o protección del termómetro debería estar centrada en un espacio de  $z_H/W$  en promedio, aproximadamente. En una zona climática urbana muy edificada, esto significa que deberá estar situada a solo 5 o 10 m de los edificios de 20 a 30 m de altura. Si el emplazamiento estuviera situado en una calle de tipo "cañón" (cañón urbano), el valor  $z_H/W$  será aplicable solo a la sección transversal perpendicular al eje de la calle. La orientación del eje de la calle puede ser también importante, debido a la presencia de configuraciones sistemáticas de sol/sombra. Si está previsto realizar una vigilancia continua, las calles de orientación norte-sur serán preferibles a las de orientación este-oeste, dado que presentan una menor distorsión de fase, aunque la evolución diurna de la temperatura podría ser bastante anfractuosa.

En estaciones no urbanas, la altura de garita recomendada es de entre 1,25 y 2 m sobre el suelo. Aunque este valor es también aceptable para los emplazamientos urbanos, puede resultar conveniente suavizar este requisito para permitir alturas mayores. En la mayoría de los casos, ello no debería conllevar errores apreciables, especialmente en áreas muy densamente edificadas, ya que las observaciones en cañones urbanos evidencian unos gradientes de temperatura del aire muy poco acentuados en la mayor parte del palio urbano, siempre y cuando la ubicación se halle a más de 1 m de una superficie (Nakamura y Oke, 1988). Las mediciones efectuadas a alturas de 3 o 5 m no son muy diferentes de las realizadas a alturas estándar, tienen algunas áreas fuente ligeramente mayores, y en ellas el sensor está situado a una distancia suficiente para evitar daños y la proximidad de vehículos. Permiten también una mayor dilución del calor emitido por los vehículos, y reducen la contaminación debida al polvo.

Las temperaturas del aire medidas por encima del palio urbano mediante sensores instalados en una torre están influidas por el aire intercambiado con el palio urbano, más el efecto de los techos. Los techos presentan una variabilidad térmica mucho mayor que la mayoría de las superficies del palio urbano. En su mayor parte, están diseñados para aislar, y, por consiguiente, para minimizar el intercambio de calor con el interior del edificio. En consecuencia, la temperatura superficial del techo suele aumentar mucho durante el día, en tanto que el suelo y las paredes del cañón urbano, parcialmente a la sombra y más conductores, son más fríos. Durante la noche, la situación se invierte: los techos son relativamente más fríos, y las superficies que dan a la calle son más cálidas, al liberar el calor acumulado durante el día. Pueden presentarse también complicaciones por efecto del calor liberado en las salidas de ventilación de los techos. Por consiguiente, aunque en el palio urbano la temperatura varía escasamente con la altura, hay una discontinuidad cerca del nivel del techo, tanto horizontal como verticalmente. Así pues, si se desea conseguir un promedio espacial correcto, los sensores deberían estar situados suficientemente por encima del nivel medio del techo, a una altura superior a  $1,5 z_H$  si fuera posible, a fin de que el aire del techo se mezcle con el de la calle. A la hora de abordar los datos de temperatura del aire obtenidos mediante un sensor situado a gran altura, es difícil extrapolar esos valores en sentido descendente hasta el nivel de la garita, dado que no existen en la actualidad métodos normalizados. Análogamente, no hay un método simple y general que permita extrapolar horizontalmente la temperatura del aire en el palio urbano. Los modelos estadísticos son eficaces, pero obligan a disponer de un gran archivo de observaciones referidas a una red densa, lo cual no siempre es factible.

### 9.3.2.2 **Temperatura en superficie**

La temperatura en superficie no es una variable habitualmente medida en las estaciones urbanas, pero puede ser muy útil como dato de entrada en los modelos para calcular los flujos. Para conseguir una temperatura en superficie representativa es necesario promediar una muestra adecuada de las numerosas superficies, tanto verticales como horizontales, que constituyen una zona urbana. Ello solo es posible mediante teledetección en infrarrojos, o bien gracias a un escáner instalado en una aeronave o en un satélite, o utilizando un pirgeómetro orientado hacia abajo, o uno o más termómetros de radiación cuyo campo de visión conjunto abarque una muestra representativa del distrito urbano. Por consiguiente, para obtener unos resultados exactos, será necesario obtener unas muestras suficientes del observable y conocer su emisividad promedio.

### 9.3.2.3 **Temperatura del suelo y de la calzada**

En las zonas urbanas es aconsejable medir la temperatura del suelo. El efecto de isla de calor afecta también al subsuelo de la ciudad, circunstancia que podría ser importante para diseñar las conducciones de agua o para la construcción de carreteras. En la práctica, medir esta variable puede resultar una tarea difícil en emplazamientos urbanos muy desarrollados. No siempre se dispone de un terreno desnudo, el perfil del suelo suele estar muy alterado, y en el subsuelo puede haber obstrucciones o artefactos anormalmente cálidos o fríos (por ejemplo, conducciones de agua vacías, llenas o con fugas, alcantarillas, conducciones de calefacción). En áreas urbanas, la medición de la temperatura mínima de la hierba prácticamente no tiene utilidad.

Los sensores de temperatura suelen estar subsumidos en el pavimento de las calles, especialmente en zonas propensas a congelación. Suelen formar parte de las estaciones de vigilancia meteorológica de las autopistas. A menudo es útil disponer de sensores en la calzada situados bajo la zona de rodadura y el centro del carril.

### 9.3.3 **Presión atmosférica**

A escala de un área urbana probablemente no será necesario vigilar la presión atmosférica cuando exista ya una estación sinóptica en la región. Si se incorporan sensores de presión, serán válidas las recomendaciones del capítulo 3 de la parte I. En espacios cerrados y en las proximidades de los edificios existe la posibilidad de un "bombeo" de presión debido a las ráfagas. Asimismo, puede haber diferencias de presión entre el interior y el exterior si el sensor está situado en una habitación con aire acondicionado. Ambas dificultades se pueden atenuar instalando una cabeza estática de presión (véase el capítulo 3 de la parte I (sección 3.8)).

### 9.3.4 **Humedad**

Los instrumentos habitualmente utilizados para medir la humedad (capítulo 4 de la parte I) son también válidos en las áreas urbanas. Las directrices indicadas en la sección 9.3.2.1 con respecto al emplazamiento y la exposición de los sensores de temperatura en el palio urbano y por encima de la subcapa de rugosidad son también aplicables a los sensores de humedad.

Los entornos urbanos son ostensiblemente más sucios (polvo, aceites, contaminantes). En ellos, hay varios tipos de higrómetros que pueden experimentar degradación o que necesitan de un mantenimiento más cuidadoso. Por consiguiente, si se utilizan métodos psicrométricos, el manguito del bulbo húmedo deberá ser sustituido con mayor frecuencia de lo normal, y habría que procurar que el agua destilada no se contamine. En los higrómetros de cabello, este puede resultar destruido por el aire urbano contaminado; por ello, no se recomienda su uso durante períodos prolongados. Tanto el espejo de los higrómetros de punto de rocío como las ventanas de los higrómetros de absorción en el ultravioleta y el infrarrojo deberán limpiarse con frecuencia. Algunos instrumentos se degradan hasta tal punto que los sensores han de ser completamente sustituidos con bastante regularidad. En el palio urbano, el apantallamiento



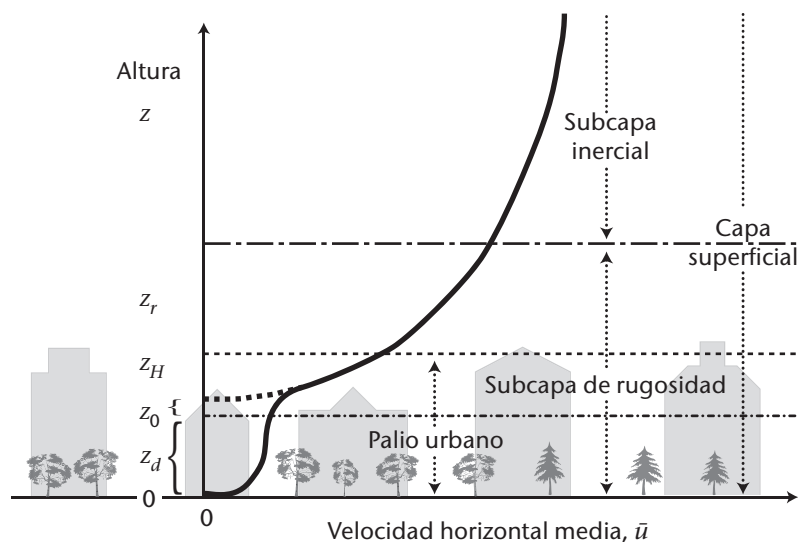
frente al viento hace esencial la ventilación forzada según lo recomendado en el capítulo 4 de la parte I (sección 4.2) al igual que la protección frente a fuentes espurias de radiación solar y de onda larga.

### 9.3.5 Velocidad y dirección del viento

Las mediciones de la velocidad y dirección del viento son muy sensibles a las distorsiones del flujo a causa de los obstáculos, que alteran el flujo medio del viento y su turbulencia. Este tipo de efectos se manifiestan en todas las escalas utilizadas, e incluyen los efectos del relieve local debidos a picos, valles y escarpes, cambios bruscos de la rugosidad o de la elevación efectiva de la superficie ( $z_d$ , véase más adelante), perturbaciones del flujo en torno a grupos de árboles y edificios, y a árboles y edificios individuales, e incluso alteraciones inducidas por el grueso de la torre o del soporte al que va fijado el instrumento.

#### 9.3.5.1 Perfil medio del viento

Sin embargo, si un emplazamiento se encuentra sobre un terreno razonablemente llano, con un alcance suficiente a sotavento de los principales cambios de rugosidad y en una única zona climática urbana con ausencia de edificios anormalmente elevados, debería existir un perfil medio del viento como el indicado en la figura 9.4. La media es tanto espacial como temporal. En el palio urbano no hay que esperar emplazamientos que presenten ese tipo de perfil. Cada ubicación experimenta cambios muy variables de la velocidad y dirección del viento, ya que la corriente de aire interactúa con la configuración de los edificios, calles, patios y árboles. En los cañones urbanos, la configuración del perfil es diferente a lo largo del cañón que a su través (Christen y otros, 2002), y depende de la posición transversal y longitudinal en la propia calle (DePaul y Shieh, 1986). Los gradientes de velocidad del viento son pequeños en el palio urbano, hasta niveles muy cercanos a la superficie. En primera aproximación, el perfil en el palio urbano puede describirse por una curva exponencial (Britter y Hanna, 2003) que coincide con el perfil logarítmico en las proximidades del nivel de los techos (figura 9.4).



**Figura 9.4.** Perfil de la velocidad media (espacial y temporal) generalizada del viento ( $\bar{u}$ ) en una zona urbana densamente desarrollada, incluida la localización de las subcapas de la capa superficial. Las mediciones en la escala de la altura son la altura media de los elementos de rugosidad ( $z_H$ ), la subcapa de rugosidad ( $z_r$  o altura de mezcla), la longitud de rugosidad ( $z_0$ ) y la longitud de desplazamiento del plano cero ( $z_d$ ). La línea discontinua representa el perfil extrapolado de la subcapa inercial, la línea continua representa el perfil real.



En la subcapa inercial es aplicable la teoría de similitud de Monin-Obukhov, y en particular la ley logarítmica:

$$\bar{u}_z = (u_* / k) \left\{ \ln \left[ (z - z_d) / z_0 \right] + \Psi_M \left( \frac{z}{L} \right) \right\} \quad (9.2)$$

donde  $u_*$  es la velocidad de rozamiento;  $k$  es la constante de von Kármán (0,40);  $z_0$  es la longitud de rugosidad superficial;  $z_d$  es la altura de desplazamiento del plano cero (figura 9.4);  $L$  es la longitud de estabilidad de Obukhov ( $= -u_*^3 / [k(g/\theta_v)Q_H]$ , donde  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\theta_v$  la temperatura potencial virtual y  $Q_H$  el flujo turbulento de calor sensible); y  $\Psi_M$  es una función adimensional que refleja la variación de la curvatura del perfil del viento respecto del perfil neutro con mayor estabilidad o inestabilidad<sup>1</sup>. En el caso neutro (generalmente con vientos fuertes y nubes), cuando  $\Psi_M$  es igual a la unidad la ecuación 9.2 se reduce a:

$$\bar{u}_z = (u_* / k) \ln \left[ (z - z_d) / z_0 \right] \quad (9.3)$$

Para medir los parámetros del perfil del viento puede utilizarse una formación vertical de anemómetros, o una serie de mediciones del flujo de la cantidad de movimiento o de la rafagiosidad mediante anemometría de respuesta rápida en la capa inercial, pero las estimaciones varían con la dirección del viento y son susceptibles de errores (Wieringa, 1996; Verkaik, 2000). Existen también métodos para parametrizar los parámetros del perfil del viento  $z_0$  y  $z_d$  en terrenos urbanos (véanse Grimmond y Oke, 1999; Britter y Hanna, 2003). Los métodos más simples conllevan una descripción general del uso de la tierra y de los obstáculos (véanse los cuadros 9.1 y 9.2, así como Davenport y otros, 2000; Grimmond y Oke, 1999), o una descripción detallada de las alturas de los elementos rugosos y de su separación mediante un sistema de información geográfica que indique las dimensiones de los edificios y calles, o mediante mapas y fotografías aéreas oblicuas, o bien mediante imágenes tomadas desde el aire o desde satélites, aplicando seguidamente alguna de las fórmulas empíricas (véanse recomendaciones al respecto en Grimmond y Oke, 1999).

**Cuadro 9.2. Clasificación de Davenport de la rugosidad efectiva del terreno<sup>a</sup>**

Clase	$z_0$ (m)	Descripción del paisaje
4 Abierto rugoso	0,10	Moderadamente abierto con obstáculos ocasionales (p. ej., edificios bajos aislados o árboles) con separaciones horizontales relativas de al menos 20 veces la altura del obstáculo
5 Rugoso	0,25	Obstáculos dispersos (edificios) a distancias relativas de 8 a 12 veces la altura del obstáculo para objetos sólidos bajos (p. ej., edificios) (el análisis puede requerir $z_d$ ) <sup>b</sup>
6 Muy rugoso	0,5	Zona moderadamente cubierta por edificios bajos con separaciones relativas de 3 a 7 veces la altura del obstáculo y sin árboles altos (el análisis requiere $z_d$ ) <sup>b</sup>
7 Cerrado	1,0	Zona densamente construida sin demasiada variación en la altura de los edificios (el análisis requiere $z_d$ ) <sup>b</sup>
8 Caótico	2,0	Centros de ciudades con combinación de edificios altos y bajos (se recomienda análisis por túnel de viento)

Notas:

a Versión abreviada (revisada en 2000 solo para la rugosidad urbana) de Davenport y otros (2000); para las clases 1 a 3 y para las clases rurales 4 a 8, véanse el capítulo 5 de la parte I (anexo) de la presente Guía y OMM (2003).

b Los valores de primer orden de  $z_d$  figuran como fracciones de la altura media de los obstáculos, esto es: 0,5  $z_H$ , 0,6  $z_H$  y 0,7  $z_H$  para las categorías 5, 6 y 7 de Davenport, respectivamente.

Es importante incorporar la altura de desplazamiento  $z_d$  en las evaluaciones del perfil del viento urbano. En efecto, ello equivale a establecer una base para el perfil logarítmico del viento

<sup>1</sup> Para más información sobre  $L$  y la forma de la función  $\Psi_M$ , consúltese cualquier texto clásico de micrometeorología; por ejemplo: Stull, 1988; Garratt, 1992; o Arya, 2001. Obsérvese que  $u_*$  y  $Q_H$  deberían ser evaluadas en la capa inercial situada por encima de la subcapa de rugosidad.

que reconozca la envergadura física del palio urbano. Es algo así como establecer una nueva “superficie del terreno” a un nivel superior, donde estará situado el sumidero de la cantidad de movimiento media del flujo (figura 9.4).

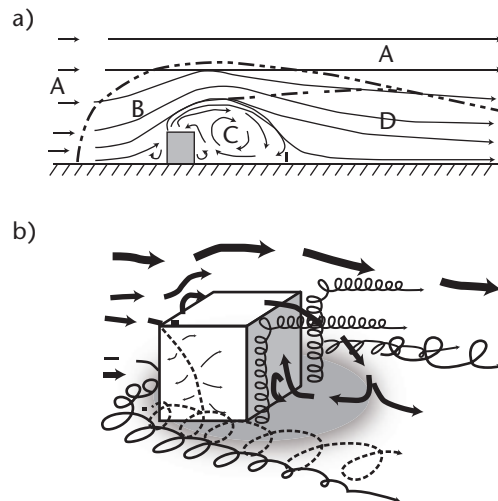
Según sea la densidad de edificios y de árboles, este método podría establecer la base del perfil a una altura situada entre 0,5 y 0,8  $z_H$  (Grimmond y Oke, 1999). Por consiguiente, si no se incorpora en los cálculos, se obtendrán grandes errores. Para una primera estimación pueden utilizarse las fracciones de  $z_H$  indicadas en el cuadro 9.2 (nota b).

### 9.3.5.2 **Altura de medición y exposición**

La selección de la altura a la que se efectuarán las mediciones de viento en áreas urbanas plantea serias dificultades. Sin embargo, si se aplican varios principios básicos pueden obtenerse resultados sólidos. La inadecuada ubicación de los sensores de viento en las ciudades es causa de un considerable malgasto de recursos y de esfuerzos, y puede traducirse en cálculos erróneos de la dispersión de los contaminantes. Naturalmente, ese tipo de situaciones plantea también dificultades en terrenos despejados, debido a los obstáculos y a los efectos topográficos. A ello se debe el que la altura estándar de las observaciones de viento en terrenos rurales sea de 10 m sobre tierra, y no al nivel de la garita, y el que el anemómetro no esté a una distancia horizontal de las obstrucciones inferior a 10 veces la altura del obstáculo (capítulo 5 de la parte I (sección 5.9.2)). En los distritos urbanos típicos no es posible encontrar tales ubicaciones; por ejemplo, en una zona climática urbana con edificios y árboles de 10 m de altura sería necesario un radio no inferior a 100 m. Si ese emplazamiento existiese, es casi seguro que no sería representativo de la zona. Se ha señalado ya que la subcapa de rugosidad, en la que persisten los efectos de los elementos individuales de rugosidad, se extiende hasta una altura de aproximadamente 1,5  $z_H$  en áreas densamente edificadas, y posiblemente superior en lugares menos densamente desarrollados. Por consiguiente, en el distrito utilizado como ejemplo la altura mínima aceptable para el anemómetro no será inferior a 15 m, en lugar de los 10 m habituales. Cuando los edificios sean mucho más altos, un anemómetro situado a la altura estándar de 10 m estaría a un nivel bastante inferior en el palio urbano y, dada la heterogeneidad de la configuración urbana y, por consiguiente, de la estructura del viento, no será realmente muy útil colocar un sensor de viento por debajo del nivel del techo, o incluso en torno a ese nivel.

Gracias a las observaciones mediante túneles de viento y sobre el terreno, se sabe ya que el flujo sobre un obstáculo sólido aislado, como un edificio de gran altura, resulta muy perturbado tanto inmediatamente por encima como a su alrededor. Tales perturbaciones implican alteraciones de las líneas de corriente, la presencia de zonas de recirculación sobre el techo y en la denominada “burbuja” o cavidad situada tras él, y efectos de estela que persisten en el flujo corriente abajo a lo largo de varias decenas de veces la altura del edificio y que afectan a una gran parte del entorno (figura 9.5).

Son muchos los ejemplos de sistemas de anemómetro de veleta mal ubicados en las ciudades. Los datos registrados por tales instrumentos son erróneos, equívocos y posiblemente engañosos si se utilizan para obtener datos de viento en aplicaciones relacionadas con la carga de viento o su dispersión, y malgastan recursos. No está de más insistir en que los anemómetros de veleta no deben estar situados en mástiles de escasa altura sobre la cima de los edificios. La velocidad y las direcciones varían enormemente a corta distancia, tanto en sentido horizontal como vertical. Los resultados obtenidos mediante los instrumentos así instalados reflejan escasamente el flujo general y dependen enteramente de los rasgos específicos del propio edificio, de la situación del mástil en la estructura y del ángulo de ataque del flujo contra el edificio. Los flujos de la circulación y del vórtice que pueden apreciarse en la figura 9.5 significan que, si el mástil está situado delante, sobre el techo o en la zona de cavidad situada detrás de un edificio, la dirección del viento obtenida por las mediciones podría ser muy diferente de la dirección dominante del flujo sin la influencia del clima eólico generado por el propio edificio (es decir, la zona A de la figura 9.5 a)), y las velocidades serán altamente variables. Para salir de la zona perturbada, los instrumentos de viento deberán instalarse a una altura considerable. Así, por ejemplo, algunos autores han propuesto que la altura de esos sensores fuera superior a la dimensión horizontal máxima del techo principal (Wieringa, 1996). Ello conlleva un sistema de mástil costoso,



**Figura 9.5. Flujo bidimensional típico alrededor de un edificio, con flujo perpendicular a la pared de barlovento a): líneas de corriente y zonas de flujo; A representa la zona no perturbada, B representa la zona de desplazamiento, C representa la cavidad, D representa la estela del flujo (según Halitsky, 1963); y b): flujo y estructuras de vórtice (simplificado según Hunt y otros, 1978).**

posiblemente con amarres que abarquen una gran extensión y dificultades para obtener el permiso de instalación. Sin embargo, es el único planteamiento aceptable si se desea obtener unos datos significativos.

Ante esa realidad, los sensores deberían estar instalados de modo que su señal no resulte afectada en gran medida por la estructura de su soporte. Se recomienda lo siguiente:

- En distritos urbanos con altura y densidad de elementos bajas (zonas climáticas urbanas 6 y 7), podrá utilizarse un emplazamiento en el que sea posible aplicar las directrices sobre exposición típica en "paisajes abiertos"; para usar la altura de 10 m, los obstáculos más cercanos deberían estar como mínimo a una distancia de 10 veces su altura desde el anemómetro, y no medirán más de 6 m de altura, en promedio.
- En distritos más densamente edificados, con una altura y densidad de elementos relativamente uniformes (edificios y árboles), las mediciones de la velocidad y la dirección del viento deberían realizarse con el anemómetro instalado en un mástil de construcción abierta, a una altura mínima igual a 1,5 veces la altura media de los elementos.
- En distritos urbanos con edificios altos dispersos, las recomendaciones son las mismas que las del apartado b), aunque prestando especial atención para evitar la zona de estela de las estructuras elevadas.
- En áreas densamente edificadas con múltiples estructuras de gran altura, no se recomienda efectuar mediciones de la velocidad del viento o de la dirección, a menos que se utilice una torre muy alta.

Los anemómetros situados en torres de construcción abierta deberían estar instalados en aguilonos (brazos transversales) suficientemente largos para mantener los sensores a una distancia no inferior a dos diámetros de torre (preferiblemente tres) respecto del lateral del mástil (Gill y otros, 1967). Los sensores tendrían que estar montados de modo que a través de la torre pase la dirección del flujo menos frecuente. Si ello no fuera posible, o si la construcción de la torre no estuviera muy descubierta, podría ser necesario instalar dos o tres aguilonos con sensores duplicados para evitar los efectos de estela y el estancamiento a barlovento producido por la propia torre.

Cuando los mástiles del anemómetro deban ser instalados en edificios altos o aislados, habrá que considerar el efecto de las dimensiones de esa estructura sobre el flujo (véase el capítulo 5 de la parte II (sección 5.3.3)). Para ello, probablemente sea necesario efectuar análisis utilizando túneles de viento, canales de agua o modelos informáticos de dinámica de fluidos específicamente adaptados al edificio en cuestión, incluidos el terreno y las estructuras circundantes.

El objetivo es asegurarse de que todas las mediciones de viento se efectúan a alturas en que sean representativas de la rugosidad superficial a barlovento en la escala local y que estén lo más exentas posible de la influencia perturbadora de las anomalías superficiales a escala local o a microescala. De ahí la importancia de efectuar mediciones exactas a la altura que sea necesaria para reducir el error, en lugar de utilizar alturas estándar. Para ello podría ser necesario separar físicamente el emplazamiento de medición del viento de la ubicación de los demás sistemas de medición. En consecuencia, podrían efectuarse observaciones de viento a distintas alturas en un mismo asentamiento. A tal fin, será necesario extrapolar los valores medidos hasta un valor de altura común si se pretende discernir diferencias espaciales, o si los datos van a ser introducidos en un modelo de mesoescala. La extrapolación se consigue fácilmente aplicando el perfil logarítmico (ecuación 9.2) a dos valores de altura:

$$\bar{u}_1/\bar{u}_{ref} = \ln(z_1/z_0)/\ln(z_{ref}/z_0) \quad (9.4)$$

donde  $z_{ref}$  es la altura de referencia seleccionada;  $z_1$  es la altura del anemómetro en el emplazamiento; y  $z_0$  es la longitud de rugosidad de la zona climática urbana. En terreno urbano, es correcto definir la altura de referencia de modo que incluya la altura de desplazamiento del plano cero, es decir, de modo que tanto  $z_1$  como  $z_{ref}$  presenten la forma  $(z_x - z_d)$ , donde el subíndice  $x$  representa "1" o "ref". Una altura de referencia apropiada podría ser 50 m por encima de la altura de desplazamiento.

Es posible introducir también otras correcciones de la exposición para reflejar distorsiones del flujo, características topográficas y efectos de rugosidad, con arreglo a lo recomendado en el capítulo 5 de la parte I (véase la sección 5.9.4, "Corrección de la exposición"). Cabe la posibilidad de que no se puedan efectuar observaciones de viento adecuadas en determinado emplazamiento urbano. En tales casos, siempre será posible calcular el viento a la altura de referencia mediante observaciones efectuadas en otra estación urbana o en el aeropuerto, utilizando el modelo de "transformación logarítmica" de Wieringa (1986):

$$\bar{u}_{zA} = \bar{u}_{zB} \left[ \frac{\ln(z_r/z_{0B}) \cdot \ln(z_A/z_{0A})}{\ln(z_B/z_{0B}) \cdot \ln(z_r/z_{0A})} \right] \quad (9.5)$$

donde los subíndices  $A$  y  $B$  hacen referencia al emplazamiento en que se esperan los vientos y al emplazamiento en que se dispone de mediciones de viento normalizadas, respectivamente. La altura de mezcla  $z_r$  debería ser o bien  $4 z_H$  (sección 9.1.1.3), o bien un valor estándar de 60 m; el método no es muy sensible a este término. También en este caso, si alguno de los emplazamientos contiene elementos de rugosidad densos y altos, la escala de alturas correspondiente debería incorporar  $z_d$ .

### 9.3.5.3 Consideraciones sobre los sensores de viento

Los instrumentos utilizados para medir la dirección y la velocidad del viento, la rafagosidad y otras características del flujo en entornos no urbanos son también válidos en áreas urbanas. En las ciudades, las mediciones de la dirección y la velocidad del viento deberían efectuarse siempre de modo que permitan introducir correcciones de la influencia de la torre en función del acimut. Si se utilizan anemómetros mecánicos de cazoletas, debería llevarse a cabo un mantenimiento más frecuente a causa de la suciedad de la atmósfera y, por esa misma razón, habría que prestar una mayor atención a los engranajes y a la corrosión. Si se efectúan mediciones en el palio urbano, la rafagosidad puede agravar el problema de la velocidad demasiado elevada de las cazoletas, y un apantallamiento excesivo puede dar lugar a que los anemómetros funcionen en torno a su velocidad mínima de umbral o por debajo de ella. Este problema deberá abordarse por medio de un mantenimiento más cuidadoso y, posiblemente, utilizando anemómetros de respuesta rápida, de hélice o sónicos. Los anemómetros de hélice son menos propensos a

alcanzar velocidades excesivas, y los sónicos, que no contienen piezas móviles, prácticamente no necesitan mantenimiento. Sin embargo, son costosos y obligan a mantener un registro electrónico y un procesamiento sofisticados, y no todos los modelos funcionan en condiciones de lluvia.

### 9.3.6 Precipitación

Los instrumentos y métodos utilizados para medir la precipitación que han sido descritos en el capítulo 6 de la parte I son también aplicables a las áreas urbanas. La medición de la precipitación en forma de lluvia o de nieve se presta siempre a errores asociados a la exposición del pluviómetro, especialmente en relación con el campo de viento de sus inmediaciones. Dado el contexto urbano y la alta variabilidad del campo de viento en el palio urbano y en la subcapa de rugosidad, se plantean al respecto cuatro problemas principales:

- a) la interceptación de la precipitación a lo largo de su trayectoria hasta el suelo causada por superficies colectoras cercanas, como árboles o edificios;
- b) la presencia de superficies duras próximas al pluviómetro que pudieran causar salpicaduras, y de objetos situados a mayor altura que pudieran verter precipitación sobre el pluviómetro;
- c) la complejidad espacial del campo de viento en torno a los obstáculos en el palio urbano da lugar a una concentración muy localizada o a una ausencia de flujos de aire portadores de lluvia o nieve;
- d) las ráfagas de viento, conjuntamente con la presencia física del propio pluviómetro, crean turbulencias anómalas a su alrededor, que dan lugar a una captación superior o inferior a la real.

En el campo, la exposición típica implica la ausencia de obstáculos a distancias inferiores al doble de su altura. En ciertos aspectos, esta condición es menos restrictiva que para las mediciones de temperatura, humedad o viento. Sin embargo, en el palio urbano la actividad turbulenta creada por el flujo en torno a edificios con aristas acentuadas es más intensa que alrededor de obstáculos naturales y puede extenderse a distancias superiores a lo largo de su estela. También en este caso, la alta variabilidad de las velocidades y direcciones del viento sobre el techo de un edificio aconsejan evitar tales emplazamientos.

Por otra parte, a diferencia de las mediciones de temperatura, humedad y viento, el objeto de las mediciones de precipitación no suele ser el análisis de efectos locales, excepto posiblemente en el caso de la intensidad de lluvia. Ciertos efectos urbanos sobre la precipitación pueden desencadenarse a escala local (por ejemplo, a causa de una instalación industrial de gran envergadura), aunque sin manifestarse hasta bastante distancia a sotavento de la ciudad. Las configuraciones características de un área urbana se deberán más probablemente al relieve o a los efectos de la topografía costera.

La selección de un emplazamiento extenso y abierto en una ciudad, que permita cumplir las normas referentes a la exposición, puede resultar aceptable, aunque significará, casi con toda seguridad, que el pluviómetro no compartirá ubicación con los sensores de temperatura del aire, humedad y viento. Aunque estos últimos tienen que ser representativos de la estructura, la cubierta, el tejido y el metabolismo urbanos a escala local en una zonas climáticas urbanas específica, no es ese el caso de la precipitación.

Sin embargo, el entorno local del pluviómetro será importante si se desea utilizar la estación para estudiar las configuraciones del tipo de precipitación en el seno del medio urbano. La isla de calor urbana, por ejemplo, ejerce una influencia sobre la existencia de diferentes formas de precipitación; así, la nieve o el aguanieve en la base de las nubes podrían derretirse en la atmósfera urbana, más cálida, y caer en forma de lluvia. Ello podría traducirse en la presencia de nieve en emplazamientos rurales y suburbanos, en tanto que en el centro de la ciudad se registraría lluvia.

Con respecto a los medidores de precipitación en áreas urbanas, se recomienda lo siguiente:

- a) Deberían situarse en espacios abiertos de la ciudad donde sea posible cumplir los criterios normalizados de exposición (por ejemplo, campos de actividad deportiva, parques no acotados con baja densidad de árboles, aeropuertos urbanos).
- b) Habría que situarlos junto con los instrumentos de viento si se identifica una exposición que sea representativa. Si se exceptúan los emplazamientos con baja densidad de edificación, lo anterior probablemente conlleve instalar el pluviómetro sobre un mástil por encima del nivel de los techos. Con ello, el pluviómetro estará expuesto a una velocidad de viento superior a lo normal, por lo que el error de estimación será mayor que en las proximidades de la superficie, y los datos proporcionados por el medidor deberán ser corregidos. Estas correcciones son factibles si la medición del viento se realiza en el mismo mástil. Ello significa también que se opta por el registro automático, por lo que será necesario verificar el pluviómetro con regularidad para asegurarse de que está en posición horizontal y de que su boca está libre de detritos.
- c) No deberían instalarse sobre los techos de los edificios a menos que su exposición tenga lugar a una altura suficiente para evitar la envolvente de viento del edificio.
- d) Habría que efectuar la medición de la altura de nieve en emplazamientos abiertos o, si el lugar está edificado, debería obtenerse una muestra espacial de mayor tamaño para tener en cuenta la inevitable deriva en torno a los obstáculos. El muestreo debería abarcar calles orientadas en distintas direcciones.

Los hidrólogos urbanos están interesados en las intensidades de lluvia, especialmente durante los episodios de fuerte temporal. Por consiguiente, serán útiles los pluviómetros de cubeta basculante o de pesaje. La medición de las precipitaciones de lluvia y nieve en áreas urbanas puede beneficiarse del desarrollo de técnicas tales como los pluviómetros ópticos o los radares.

En las ciudades hay también precipitaciones en forma de rocío, hielo y niebla, que pueden tener importancia en el balance hídrico, especialmente para ciertas superficies, y ser útiles para determinadas aplicaciones, como enfermedades de las plantas, actividad de los insectos, seguridad vial o localización de una fuente suplementaria de recursos hídricos. Los métodos descritos en el capítulo 6 de la parte I son apropiados para los emplazamientos urbanos.

### 9.3.7 Radiación

En la actualidad son escasas las mediciones del flujo de radiación que se efectúan en áreas urbanas. Por ejemplo, no hay prácticamente ninguna en el Archivo del balance mundial de energía del Programa Mundial sobre el Clima ni en el Programa de Medición de la Radiación Atmosférica del Departamento de Energía de Estados Unidos de América. Los emplazamientos en que se mide la radiación suelen estar situados en ubicaciones rurales o apartadas específicamente con objeto de evitar los aerosoles y los contaminantes gaseosos que están presentes en las ciudades y que "contaminan" sus registros. Incluso cuando una estación lleva el nombre de la ciudad, los metadatos suelen revelar que, en realidad, está situada a bastante distancia de los límites urbanos. Cuando las estaciones se hallan en la zona edificada, probablemente se medirá solo la radiación solar entrante (global), y no se observarán ni las radiaciones entrantes de onda larga ni los flujos con componentes salientes. En su mayor parte, los proyectos experimentales de corta duración centrados específicamente en los efectos urbanos miden tanto las ganancias como las pérdidas de radiación en las ciudades. Todos los flujos de onda corta y larga resultan afectados por las propiedades especiales de la atmósfera y la superficie de las ciudades, y lo mismo cabe decir con respecto al balance de radiación en todas las frecuencias, que determina de hecho el balance de energía urbano (Oke, 1988a).

Todos los instrumentos, calibraciones y correcciones, así como la mayoría de los métodos sobre el terreno descritos en relación con las mediciones de la radiación en emplazamientos no urbanos en el capítulo 7 de la parte I son aplicables a las áreas urbanas. Se mencionarán aquí únicamente las diferencias, o determinadas necesidades o dificultades de carácter urbano.



### 9.3.7.1 **Flujos entrantes**

La radiación solar entrante es una variable de forzamiento del clima urbano tan fundamental que su medición debería ser altamente prioritaria cuando se establece o se mejora una estación. El conocimiento de este término, junto con las observaciones estándar de temperatura del aire, humedad y velocidad del viento, más unas simples medidas de la estructura y cubierta del emplazamiento, permiten configurar un sistema de procesamiento meteorológico previo (es decir, el conjunto de métodos y algoritmos utilizados para convertir los campos de observación estándar en las variables de entrada para los modelos, aunque no hayan sido medidas; por ejemplo, flujos, estabilidad, altura de mezcla, coeficientes de dispersión, etc.), como el modelo híbrido de dispersión de penachos (HPDM) (Hanna y Chang, 1992) o el sistema de parametrización meteorológica urbana a escala local (LUMPS) (Grimmond y Oke, 2002), con el fin de determinar otras mediciones mucho más complejas, como las de estabilidad atmosférica, estadísticas de turbulencia, flujos de cantidad de movimiento, calor y vapor de agua. Estas, a su vez, permiten predecir la altura de mezcla y la dispersión de contaminantes (COST 710, 1998; COST 715, 2001). Además, puede utilizarse la radiación solar como alternativa de la actividad diurna de las nubes, y como base para aplicaciones de energía solar, determinación de niveles de luz diurna en edificios, comodidad de los peatones, derechos legislados con respecto a la exposición solar y muchas otras vertientes. En las estaciones automáticas, la incorporación de mediciones de la radiación solar es simple y relativamente barata.

Los requisitos de exposición para piranómetros y otros sensores de flujo entrante se cumplen con relativa facilidad en las ciudades. Se necesita principalmente que el sensor esté nivelado, exento de vibraciones y libre de obstrucciones por encima del plano del elemento detector, tanto fijas (edificios, mástiles, árboles o colinas) como circunstanciales (nubes generadas por salidas de ventilación o penachos de contaminantes). Por consiguiente, lo ideal será, habitualmente, disponer de una plataforma elevada, estable y accesible, como el techo de un edificio alto. Puede que sea imposible evitar la obstrucción, durante cortos períodos de tiempo, del haz directo de radiación solar que llega a los radiómetros orientados al cielo a causa de la presencia de torres, antenas, mástiles o estructuras similares. Si fuera ese el caso, debería documentarse detalladamente la ubicación de la obstrucción y la duración típica de sus efectos sobre el elemento detector (véase la sección 9.4). En el capítulo 7 de la parte I se mencionan varios métodos para corregir estas interferencias. Es también importante asegurarse de que no hay una reflexión excesiva proveniente de paredes de colores muy claros que se extiendan por encima del horizonte local. Es esencial limpiar con regularidad las cúpulas superiores. En entornos con alto nivel de polución, la limpieza podría tener que ser diaria.

Sería también conveniente medir otros flujos de radiación entrante, pero ello dependerá de la naturaleza de la ciudad, de las posibles aplicaciones y del costo de los sensores. Tales flujos de radiación (así como sus instrumentos) son: haz solar directo entrante (pirheliómetro), solar celeste difusa (piranómetro provisto de un anillo de sombra o de un disco de sombra sobre una montura ecuatorial), ultravioleta solar (sensores de banda ancha y estrecha, y espectrómetros) y onda larga (pirgeómetro). Todos estos flujos de radiación tienen aplicaciones útiles: haces de luz (coeficientes de extinción de la contaminación), difusa (iluminación diurna en interiores, paneles solares), ultravioleta (agotamiento del ozono y daños a los seres humanos, a las plantas y a los materiales) y onda larga (observación de nubes nocturnas e intensificación del flujo por los contaminantes y por el efecto de isla de calor).

### 9.3.7.2 **Flujos salientes y netos**

La reflexión de la radiación solar y la emisión y reflexión de la radiación de onda larga desde la superficie subyacente, así como el resultado neto de los flujos radiantes de onda corta, de onda larga y de todas las longitudes de onda rara vez se monitorizan en las estaciones urbanas actuales. Ello significa que las propiedades destacadas del sistema climático urbano siguen inexploradas. El albedo, que decide si la radiación solar es absorbida por el tejido urbano o reenviada a la atmósfera y al espacio, será un valor desconocido. Se perderá así la oportunidad de invertir la relación de Stefan-Boltzmann y de resolverla para la temperatura radiante en superficie. No se conocerá la radiación neta, cuyo valor es crítico para el calentamiento y enfriamiento del tejido urbano, ni los intercambios de agua y calor entre la superficie y la capa



límite urbana. De estos, los menos conocidos son los datos de radiación neta en todas las frecuencias. Los resultados de un radiómetro neto adecuadamente mantenido son inestimables para configurar un sistema de procesamiento previo como medición alternativa de las nubes.

La principal dificultad para medir con exactitud los términos de la radiación saliente es la exposición del radiómetro orientado hacia abajo para abarcar un área representativa de la superficie urbana subyacente. El área fuente radiativa (ecuación 9.1 y figura 9.2) debería “percibir” idealmente una muestra representativa de las principales superficies que contribuyen al flujo. En los casos de exposición normalizada, definida en las secciones correspondientes del capítulo 7 de la parte I, se considera apropiada para el sensor una altura de 2 m por encima de una superficie de hierba de baja altura. A ese nivel, un 90% del flujo proviene de un círculo de 12 m de diámetro sobre la superficie. Claramente se necesita una altura mucho mayor sobre un área urbana para obtener muestras de una superficie que contenga una población de facetas superficiales suficiente para ser representativa de sus zonas climáticas urbanas. En el caso de un radiómetro situado a una altura de 20 m (en la cima de un mástil de 10 m de altura instalado sobre un edificio de 10 m de altura) en un distrito densamente desarrollado, el 90% del área fuente tendrá un diámetro de 120 m a nivel del suelo. Este valor parecería suficiente para “percibir” varios edificios y carreteras, pero deberá tenerse en cuenta también que el sistema es tridimensional, y no prácticamente llano como la hierba. Al nivel de los techos del ejemplo, el área fuente tendrá ahora solo 60 m de diámetro, y el número de edificios visibles será relativamente pequeño.

Cabe plantearse si el sensor puede “percibir” una combinación apropiada de superficies climáticamente activas. Esto significa que el sensor no solo deberá percibir un conjunto adecuado de tipos de superficies esquemáticas, sino también muestrear las fracciones apropiadas de las superficies de techos, paredes y suelos, incluidas las fracciones exactas de cada uno de ellos que se encuentran al sol o a la sombra. La tarea no es sencilla, y depende de la estructura de la superficie y de la posición tanto del sensor como del sol en el espacio situado por encima de los elementos. Soux y otros (2004) desarrollaron un modelo para calcular esas fracciones en el caso de configuraciones geométricas del tipo urbano relativamente simples. Sin embargo, es necesario seguir investigando para poder disponer de unas directrices específicas respecto a cada uno de los tipos de zonas climáticas urbanas. Parece probable que la altura del sensor deba ser *superior* a la de las mediciones de turbulencia. La naturaleza no lineal de los efectos del área fuente radiativa es evidente en la ecuación 9.1 (véase la figura 9.2). La mayor ponderación de las superficies cercanas a la ubicación del mástil significa que el entorno inmediato es lo más relevante. En el ejemplo anterior, de un radiómetro situado a una altura de 20 m sobre un edificio de 10 m de altura, un 50% de la señal al nivel del techo proviene de un círculo de solo 20 m de diámetro (posiblemente un único edificio). Si el techo de ese edificio, o cualquier otra superficie sobre la que se instale el mástil, tuviera propiedades radiativas anómalas (albedo, emisividad o temperatura), afectará desproporcionadamente al flujo, que debería ser representativo de un área mayor. Por consiguiente, habría que evitar los techos con grandes superficies de vidrio o de metal, o de un color inhabitualmente oscuro o claro, o los diseñados para contener masas de agua estáticas.

A grandes alturas, algunos de los problemas relacionados con los radiómetros orientados hacia abajo son: a) conseguir que el plano del elemento detector esté nivelado; b) conseguir que para grandes ángulos cenitales el elemento detector no “perciba” la radiación solar directa o la radiación entrante de onda larga proveniente del cielo, y c) determinar si es necesario corregir los resultados para reflejar la divergencia de flujo radiativo en la capa de aire situada entre la altura del instrumento y la superficie considerada. Para eliminar la radiación espuria de carácter solar o de onda larga en las proximidades del horizonte, podría ser necesario instalar un manguito estrecho que limite el campo visual a unos grados menos de  $2\pi$ . Para ello será necesario introducir una pequeña corrección en las lecturas, a fin de reflejar la falta de aportación solar difusa (véase el capítulo 7 de la parte I (anexo 7.E) para el caso de un anillo de sombra) o la contribución adicional de onda larga proveniente del manguito.

Los sensores invertidos pueden adolecer de errores, ya que su parte posterior está expuesta al calentamiento solar. Este efecto debería evitarse utilizando algún tipo de apantallamiento y de aislamiento. Puede ser también más difícil mantener la limpieza de las cúpulas del instrumento y limpiar los depósitos de agua o hielo. La imposibilidad de observar la tasa y efectividad de

ventilación del instrumento a una altura determinada significa que deberían ser preferibles los instrumentos que no necesitan aspiración. Es conveniente poder abatir el mástil para ocuparse de la limpieza, para la sustitución del desecante o de las cúpulas de polietileno, y para su nivelación.

Se recomienda:

- a) situar los radiómetros orientados hacia abajo a una altura como mínimo igual a la de un sensor de turbulencia (es aconsejable un valor mínimo de  $2 z_H$ ), y preferiblemente a mayor altura;
- b) que las propiedades radiativas del entorno inmediato del mástil provisto de un instrumento de medición de la radiación sean representativas del distrito urbano considerado.

### 9.3.8 Duración de la insolación

Las atmósferas contaminadas de las áreas urbanas reducen las horas de insolación en comparación con los valores en sus inmediaciones o valores de las zonas preurbanas (Landsberg, 1981). Los instrumentos, los métodos y las recomendaciones sobre exposición indicados en el capítulo 8 de la parte I son aplicables a una estación urbana.

### 9.3.9 Visibilidad y alcance óptico meteorológico

Los efectos de las áreas urbanas sobre la visibilidad y el alcance óptico meteorológico (MOR) son complejos dado que, aunque los contaminantes tienden a reducir la visibilidad y el MOR en la medida que influyen en la atenuación de la luz y en la intensificación de ciertos tipos de niebla, los efectos de isla de calor y de humedad urbana reducen a menudo la frecuencia e intensidad de la niebla y de las nubes bajas. En la práctica, resulta bastante conveniente disponer de información sobre la visibilidad urbana y el MOR para sectores como la aeronáutica, el transporte fluvial y por carretera, o las comunicaciones ópticas, y, consiguientemente, incorporar esas observaciones en las estaciones urbanas.

En las ciudades, la apreciación visual de la visibilidad no es fácil de llevar a cabo pues, aunque hay numerosos objetos y fuentes luminosas que pueden servir para determinar el alcance, podría resultar difícil obtener una línea de visibilidad directa ininterrumpida a la altura recomendada de 1,5 m. La utilización de una plataforma elevada o del nivel superior de los edificios está considerada como una medida inhabitual, y no se recomienda. Las observaciones cerca del plano del techo pueden verse afectadas también por el centelleo proveniente de los techos calientes, o por el "humeo" del vapor de agua que emana de los techos húmedos cuando se secan, y también por los contaminantes y las nubes de agua liberados por chimeneas y otros conductos de ventilación.

Los instrumentos que miden el MOR (por ejemplo, transmisómetros y dispersómetros) funcionan generalmente bien en las áreas urbanas. Requieren unas trayectorias relativamente cortas, y arrojarán unos resultados satisfactorios si los componentes ópticos se mantienen limpios. Naturalmente, el instrumento deberá estar expuesto en una ubicación que sea representativa de la atmósfera de las inmediaciones, pero los requisitos no son más estrictos que para otros instrumentos situados en el palio urbano. Podría suceder que, para ciertas aplicaciones, fuese de utilidad conocer la variación del MOR con la altura (por ejemplo, para determinar la posición de la cima de niebla o para establecer la base de nubes).

### 9.3.10 Evaporación y otros flujos

El desarrollo urbano suele dar lugar a una reducción de la evaporación, debido principalmente a la circunstancia de que los elementos edificados sellan la superficie, mientras que la vegetación ha sido eliminada. Sin embargo, en ciertas regiones naturalmente secas la evaporación puede aumentar si el agua se importa de otro lugar y se utiliza para regar la vegetación urbana.

En las áreas urbanas hay muy pocas estaciones de medición de la evaporación. Ello es comprensible, ya que es casi imposible interpretar las mediciones de evaporación realizadas en el palio urbano mediante atmómetros, tanques de evaporación o lisímetros. Como se explica en el capítulo 10 de la parte I, tales mediciones deberán efectuarse en un emplazamiento que sea representativo de la zona; a una distancia de los obstáculos no inferior a 5 veces su altura, o a 10 veces si están agrupados; el emplazamiento no deberá estar situado sobre hormigón ni asfalto, ni excesivamente a la sombra, y estará libre de superficies duras que pudieran causar salpicaduras. Además de estas precauciones, las superficies de los instrumentos deberán actuar como sucedáneos de los sistemas de vegetación o de agua libre. Estas superficies probablemente no sean representativas del entorno en lugares urbanos. Por consiguiente, son receptoras de microadvección, que probablemente forzarán la evaporación a unas tasas irrealmente elevadas.

Considérese el caso de un tanque de evaporación instalado durante un largo período en un emplazamiento semiárido que es después convertido para usos agrarios de regadío y posteriormente invadido por el desarrollo suburbano, quedando finalmente situado en mitad de un área urbana muy edificada. Su registro de evaporación comenzará en valores muy altos, ya que es una superficie de agua libre en un entorno cálido y seco. Por consiguiente, aunque la evaporación real en el área sea muy baja, la advección forzarán unas pérdidas considerables en la bandeja. Dado que la introducción del riego enfría y humidifica las condiciones, las lecturas del tanque disminuyen mientras la evaporación real aumenta. En la medida en que el desarrollo urbano invierte considerablemente los cambios ambientales y reduce la velocidad del viento en las proximidades del suelo, las pérdidas del tanque aumentan, pero la evaporación real probablemente disminuye. Por consiguiente, a lo largo de esta secuencia la evaporación del tanque y la evaporación real se encuentran probablemente en fases opuestas. Durante el período de explotación agraria podría haberse aplicado un coeficiente de tanque para convertir las lecturas de esta en otras típicas de extensiones de hierba o cultivos. No se dispone de tales coeficientes para convertir la evaporación del tanque en evaporación urbana, incluso aunque las lecturas no estén distorsionadas a causa de la complejidad del entorno en el palio urbano. En resumen, no se recomienda utilizar instrumentos convencionales de evaporación en el palio urbano.

Las dimensiones y la heterogeneidad de las áreas urbanas hacen poco práctico el uso de lisímetros de escala completa (por ejemplo, por no poder estar situados a menos de entre 100 y 150 m de un cambio del entorno). Los microlisímetros pueden determinar la evaporación en ciertas superficies, pero son en cualquier caso específicos de su entorno. Este tipo de dispositivos necesitan un gran cuidado, en particular para renovar la muestra de suelo y evitar la desecación, y no son apropiados para las observaciones de rutina durante largos períodos.

Para obtener información sobre el promedio espacial de evaporación y otros flujos turbulentos (cantidad de movimiento, calor sensible, dióxido de carbono) pueden utilizarse observaciones obtenidas por encima de la subcapa de rugosidad. Algunos de esos flujos revisten en áreas urbanas un interés práctico mayor que en muchas áreas no urbanas. Así, es necesario conocer el flujo vertical de la cantidad de movimiento horizontal y las estadísticas y espectros del viento integrales para determinar la carga de viento sobre las estructuras y la dispersión de los contaminantes aéreos. El flujo de calor sensible es un dato de entrada esencial para calcular la estabilidad atmosférica (por ejemplo, el número de Richardson del flujo y la longitud de Obukhov) y el espesor de la capa de mezcla urbana. Se recomienda utilizar métodos de desviación típica o de covarianza turbulenta de respuesta rápida en lugar de métodos de gradiente de perfil. Son apropiados a ese respecto los anemómetros sónicos, los higrómetros de infrarrojos y los analizadores de gas y escintilómetros. Los sensores deberían exponerse de la misma manera que los sensores de viento: por encima de la subcapa de rugosidad, pero por debajo de la capa límite interna de la zona climática urbana considerada. También en este caso, tales mediciones se basan en una "huella" del flujo lo suficientemente grande como para que sea representativa del área local considerada.

Si esas mediciones están fuera del alcance de los recursos financieros y técnicos disponibles, un método aceptable para obtener unos valores aéreos representativos de la evaporación urbana y del flujo de calor puede ser la utilización de un sistema de procesamiento meteorológico previo como el método de limitación de ozono (OLM), el modelo HPDM o el sistema LUMPS (véase la sección 9.3.7). Estos sistemas requieren únicamente observaciones espacialmente

representativas de la radiación solar entrante, la temperatura del aire, la humedad y la velocidad del viento, y unas estimaciones generales de las propiedades superficiales medias, como el albedo, la emisividad, la longitud de rugosidad y las fracciones del distrito urbano pobladas de vegetación, edificadas o irrigadas. Evidentemente, las observaciones de velocidad del viento deberán adecuarse a las recomendaciones de la sección 9.3.5. Lo ideal sería que la temperatura del aire y la humedad se observasen por encima de la subcapa de rugosidad; sin embargo, si se dispusiera solo de valores del palio urbano, estos serán por lo general aceptables, ya que ese tipo de sistemas no son muy sensibles a estas variables.

### 9.3.11 **Humedad del suelo**

El conocimiento de la humedad del suelo urbano puede ser útil, por ejemplo, para los jardineros o para el cálculo de la evaporación. Su importancia térmica en paisajes urbanos queda evidenciada por las configuraciones notablemente diferenciadas que se aprecian en las imágenes térmicas obtenidas por teledetección. Durante el día, cualquier zona con vegetación activa o tierra irrigada es visiblemente más fría que la tierra edificada, pavimentada o desnuda. Sin embargo, el muestreo necesario para obtener unos valores representativos de la humedad del suelo constituye una tarea de enormes proporciones.

Algunos de los problemas que se plantean surgen de la circunstancia de que una gran proporción de las superficies urbanas están completamente selladas por pavimentos y edificaciones; buena parte del suelo expuesto ha sido muy alterado en el pasado durante las actividades de construcción o tras su abandono después de haber estado destinado a usos urbanos; de hecho, el "suelo" puede estar constituido en gran parte por los escombros de antiguos edificios y material de pavimentación o haber sido importado en forma de suelos o material de relleno procedente de lugares distantes; o bien la humedad del suelo podría estar afectada por las infiltraciones provenientes de fuentes localizadas, como conducciones de agua rotas o alcantarillas, o provenir de operaciones de riego. Todos estos elementos configuran un campo de humedad del suelo urbano muy fragmentado que podría presentar superficies totalmente secas inmediatamente adyacentes a extensiones de césped con exceso de agua. Por consiguiente, aunque es posible hacerse una idea de la humedad del suelo a escala local en áreas de escaso desarrollo urbano, o donde se ha conservado el paisaje seminatural, resulta casi imposible caracterizarlo en la mayoría de los distritos urbanos. También en este caso, podría ser más conveniente utilizar valores rurales que proporcionen un valor de fondo regional, en lugar de carecer completamente de estimaciones de la disponibilidad de la humedad del suelo.

### 9.3.12 **Tiempo presente**

Si se dispone de observadores humanos o de los instrumentos habituales, la observación de fenómenos del tiempo presente, como escarcha, hielo superficial, niebla, tormentas de polvo o de arena, nubes de embudo y truenos y relámpagos pueden ser de utilidad, especialmente si tienen implicaciones prácticas con respecto a la eficacia o seguridad de las actividades urbanas; por ejemplo, el transporte. Si se dispone de instalaciones de archivo, las imágenes de webcams pueden ofrecer evidencias muy útiles de las nubes, de los cambios de corta duración en nubes asociadas a frentes nubosos, de los bancos de niebla que aumentan y disminuyen, de las nubes bajas que se elevan o descienden, y de la llegada de frentes tormentosos de polvo y de arena.

### 9.3.13 **Nubes**

Aunque las observaciones de la nubosidad son raras en las grandes áreas urbanas, se trata de una información de gran utilidad. Todos los métodos e instrumentos descritos en el capítulo 15 de la parte I son válidos para las áreas urbanas. El gran número e intensidad de fuentes de luz en las ciudades, junto con una atmósfera neblinosa y, en ocasiones, contaminada hacen más difícil la observación visual. Siempre que sea posible, el lugar de observación debería estar apartado de áreas con iluminación particularmente intensa.

### 9.3.14 **Composición atmosférica**

El control de la contaminación atmosférica en los entornos urbanos es cada vez más importante. Sin embargo, se trata de otro campo de especialización, que no será abordado en el presente capítulo. En el capítulo 16 de la parte I se analiza este tema en el contexto más general de la Vigilancia de la Atmósfera Global.

### 9.3.15 **Técnicas de perfilado de la capa límite urbana**

Dado que las influencias urbanas afectan a toda la capa límite planetaria (figura 9.1), es necesario utilizar torres y mástiles para obtener observaciones por encima de la subcapa de rugosidad si se desea efectuar mediciones a mayor altura. Revisten especial interés los efectos sobre el campo de viento y la estructura vertical de la temperatura, y en particular el espesor de la capa de mezcla y sus efectos combinados sobre la dispersión de los contaminantes.

Todas las técnicas especiales de perfilado descritas en el capítulo 5 de la parte II son de utilidad en las áreas urbanas. Las sondas acústicas (sodares) pueden ser muy útiles; sin embargo, hay que reconocer que adolecen de dos inconvenientes: en primer lugar, sus señales acusan frecuentemente interferencias de diversas fuentes de ruido urbanas (tráfico, aeronaves, actividades de construcción, e incluso cortadoras de césped); y, en segundo lugar, su utilización podría estar prohibida si ocasionan molestias a los residentes. Los radares perfiladores de viento, los sistemas de sondeo radioacústico, los radiómetros de microondas, los perfiladores de temperatura de microondas, los radares láser (lidares) y los nefobasímetros modificados son sistemas adecuados para vigilar la atmósfera urbana siempre que sea posible evitar la interferencia proveniente del nivel del suelo. Análogamente, es también posible utilizar con muy buenos resultados globos de seguimiento de viento, radiosondas para la capa límite (minisondas) y globos cautivos provistos de instrumentos, siempre y cuando las autoridades del tránsito aéreo autoricen su uso. Las torres y mástiles provistos de instrumentos pueden ser un lugar excelente para colocar los sensores por encima del nivel de los techos y en la subcapa inercial, y las estructuras muy altas pueden permitir efectuar mediciones en la capa de mezcla situada por encima. Sin embargo, es necesario insistir en las precauciones indicadas en el capítulo 5 de la parte II (sección 5.3.3) con respecto a la posible interferencia con las propiedades atmosféricas por parte de la estructura de apoyo. Aunque pudiera parecer que los edificios altos permiten llegar a niveles más altos de la capa límite urbana, a menos que se evalúen enteramente los efectos de interferencia de los obstáculos y que se adopten medidas para evitarlos, la instalación de sensores puede resultar inútil y, probablemente, engañosa.

### 9.3.16 **Observaciones satelitales**

La teledetección por satélite con una resolución adecuada en el espectro infrarrojo puede ser aplicable a áreas urbanas extensas. Estas técnicas se describen en la parte III. En Voogt y Oke (2003) se encontrará una exposición de su uso para el estudio de climas urbanos

## 9.4 **METADATOS**

Resulta absolutamente esencial contar con una documentación completa y exacta de los metadatos de una estación (véase el capítulo 1 de la parte I) “para asegurarse de que el usuario de los datos finales no tiene dudas acerca de las condiciones en que estos han sido registrados, recopilados y transmitidos con objeto de extraer conclusiones acertadas de su análisis” (OMM, 2003). Cabe argumentar que esa condición es si cabe más crucial en el caso de las estaciones urbanas, ya que los emplazamientos de este tipo presentan un grado inusualmente alto de complejidad y, al mismo tiempo, una mayor propensión a los cambios. La complejidad confiere a cada emplazamiento un carácter verdaderamente único, mientras que los emplazamientos adecuados en campo abierto se atienen a un modelo relativamente estándar. La existencia de cambios implica que los controles del emplazamiento son dinámicos y, por consiguiente, será necesario actualizar con frecuencia la documentación. En la figura 9.6 se ha supuesto que se



cumplen todos los requisitos mínimos estipulados en OMM (2003) con respecto a los metadatos de una estación, y que se aplicarán algunas o todas las prácticas más eficaces recomendadas en esa publicación. Se insiste aquí en las características urbanas especiales que hay que incluir en los metadatos, particularmente en las categorías de “entorno local” y “sucesos históricos”.

### 9.4.1 Entorno local

Como se ha explicado en la sección 9.1.1, las estaciones urbanas conllevan la exposición de instrumentos tanto en el palio urbano como por encima de él. Por consiguiente, la descripción de sus inmediaciones deberá abarcar tanto la microescala como la escala local. Según OMM (2003), con algunas adaptaciones para caracterizar el entorno urbano, se recomienda registrar la información descriptiva siguiente con respecto a la estación:

- a) Un mapa de escala local o mesoescalar (~1:50 000) como el de la figura 9.6 a), actualizado conforme sea necesario para describir las variaciones del desarrollo urbano en gran escala (por ejemplo, conversión de terrenos sin edificar en viviendas, construcción de un centro comercial o de un aeropuerto, construcción de nuevos edificios de gran altura, tala de un área boscosa, drenaje de un lago, creación de un estanque de retención). Lo ideal sería aportar también una fotografía aérea del área y un mapa esquemático simple (a escala 1:500 000 o 1:1 000 000) para indicar la ubicación de la estación con respecto al resto de la región urbanizada (figuras 9.6 b) y c)) y cualquier accidente geográfico importante, como grandes masas de agua, montañas y valles, o cambios del tipo de ecosistema (desierto, pantano, bosque). Una fotografía aérea oblicua puede resultar especialmente útil, ya que permite apreciar también la altura de los edificios y de los árboles. Si fuera posible, sería también útil incluir imágenes aéreas o satelitales en el espectro infrarrojo de los controles importantes del microclima. Así, las superficies relativamente frías durante el día suelen indicar la existencia de humedad o de materiales con una emisividad superficial anómala. Las zonas más calientes de lo normal pueden estar muy secas o presentar un albedo bajo

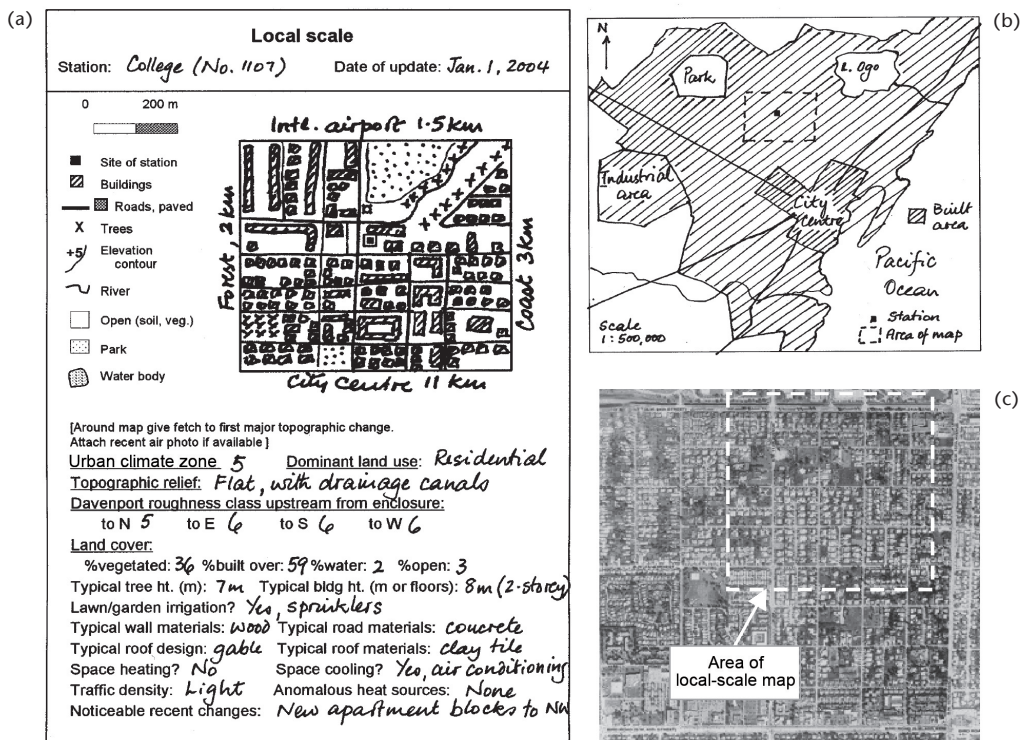


Figura 9.6. Información mínima necesaria para describir el entorno a escala local de una estación urbana: a) una plantilla con información sobre el emplazamiento local; b) un croquis para situar la estación en la región urbana más amplia, y c) una fotografía aérea

o un aislamiento muy eficaz. Durante la noche, el frío relativo indica un buen aislamiento, mientras que el calor relativo indica la situación contraria, o bien un material con una admitancia térmica elevada que emite calor almacenado durante el día, o una fuente anómala de calor antropógeno. Puede obtenerse una idea de las clases de rugosidad de la zonas climáticas urbanas y de Davenport consultando los cuadros 9.1 o 9.2.

- b) Un croquis en microescala (~1:5 000), conforme a las directrices sobre metadatos, actualizado todos los años (figura 9.7 a)).
- c) Una cartografía del horizonte obtenida de un reconocimiento efectuado con ayuda de un clinómetro y de una brújula en un círculo en torno a la garita (como puede verse en el gráfico de la parte inferior de la plantilla, figura 9.7 a), así como en la fotografía tomada con un objetivo de ojo de pez obtenida apuntando verticalmente al cénit con la parte posterior de la cámara colocada sobre el suelo cerca de la garita, pero sin llegar a permitir que esta bloquee parte alguna del cielo (figura 9.7 b)). Si no se dispone de una lente de ojo de pez, un método más simple consiste en tomar una fotografía de un reflector hemisférico (figura 9.7 c)). Esta debería actualizarse todos los años, o con mayor frecuencia si hubiera variaciones notables de la obstrucción del horizonte, por ejemplo, a causa de la construcción o demolición de un nuevo edificio cercano, o de la tala de árboles.
- d) Fotografías tomadas desde los puntos cardinales del recinto de instrumentos, y de otras ubicaciones y torres de instrumentos.

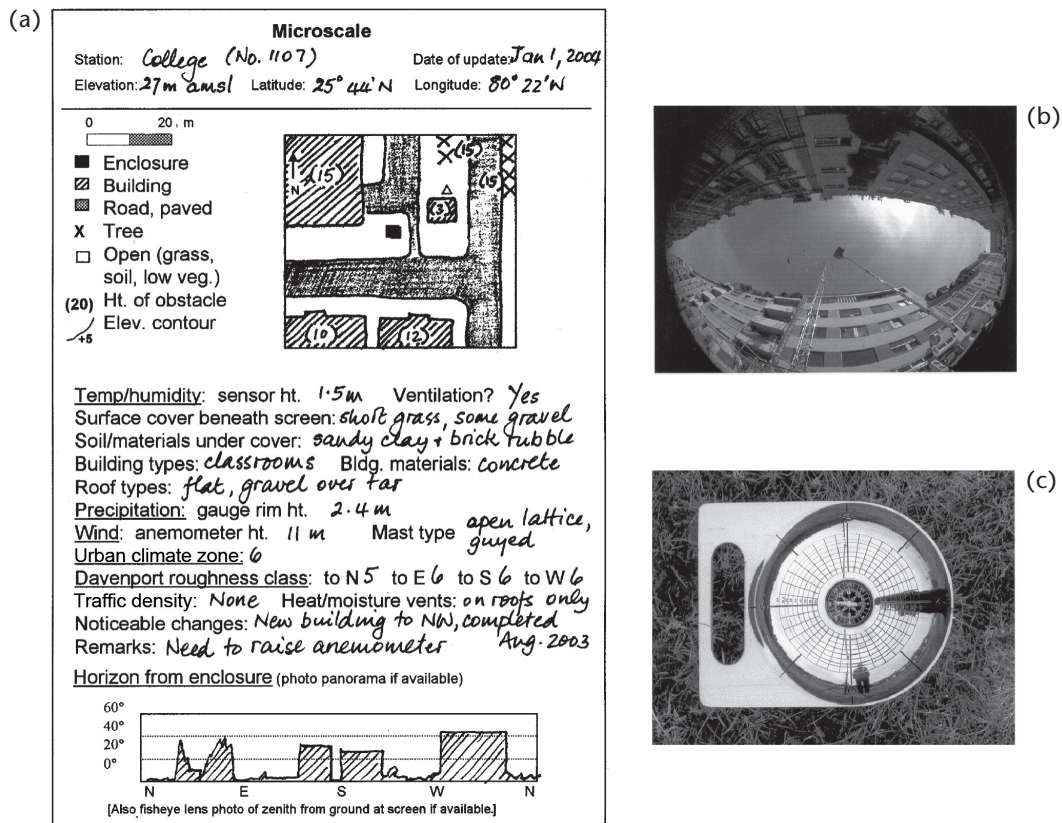


Figura 9.7. Información necesaria para describir los entornos a microescala de una estación climática urbana: a) plantilla para archivo de metadatos; b) ejemplo de una fotografía tomada con un objetivo de ojo de pez de un cañón urbano que ilustra una obstrucción horizontal, y c) reflector hemisférico de la Oficina Meteorológica de Reino Unido situado sobre un pluviómetro



- e) Un esquema en microescala del recinto de instrumentos, actualizado cada vez que se reubiquen los instrumentos o sobrevengan otros cambios importantes.
- f) Si algunas de las mediciones en la estación (viento, radiación) han sido obtenidas a distancia del recinto (en mástiles, techos o lugares más abiertos), se repetirán los pasos b) a d) anteriores para cada emplazamiento.

#### 9.4.2 **Evolución histórica**

Los distritos urbanos están sujetos a numerosos factores de cambio, como las ordenanzas municipales que modifiquen los tipos de uso de la tierra permitidos en esa área, la altura de los edificios o los materiales y técnicas de construcción aceptables, o bien ordenanzas sobre el medio ambiente, el riego o las normas de tráfico. Las iniciativas de planificación centralizada para la renovación urbana pueden dar lugar a alteraciones muy radicales. Sobrevienen también alteraciones orgánicas de la naturaleza de un distrito con la inmigración o emigración de grupos de población, o cuando un barrio se pone en boga o se pasa de moda como lugar de residencia o de trabajo. El área urbana puede ser un centro de conflicto y destrucción. Este tipo de acontecimientos debería documentarse, con el fin de que los usuarios posteriores de los datos tengan información sobre el contexto de los cambios que podría experimentar el clima urbano.

#### 9.4.3 **Observancia de otras recomendaciones de la OMM**

Todas las demás recomendaciones de la OMM sobre la documentación de los metadatos, incluidos los identificadores de estación, los datos geográficos, la exposición de los instrumentos, los tipos de instrumentos, la instalación y apantallamiento de estos, el registro y transmisión de datos, las prácticas de observación, el almacenamiento y la accesibilidad de los metadatos y el procesamiento de los datos deberían ser observadas en las estaciones urbanas.

### 9.5 **EVALUACIÓN DE LOS EFECTOS URBANOS**

El estudio del tiempo y el clima urbanos ofrece una perspectiva prácticamente única en su género. La ciudadanía siente curiosidad por conocer el papel que desempeñan los seres humanos en la modificación de la atmósfera de las ciudades. Por ello, a diferencia de lo que ocurre en otros entornos de interés, en los que basta con estudiar la atmósfera por sí misma, en las áreas urbanas hay interés por conocer los efectos. Ello conlleva una evaluación de los posibles cambios de las variables meteorológicas a medida que se desarrolla el área urbana, en comparación con lo que habría sucedido si no se hubiera creado el asentamiento. Esta cuestión es esencialmente imposible de responder una vez instalado este y, si el asentamiento no existiera, el paisaje podría perfectamente haber evolucionado en otra dirección (por ejemplo, como consecuencia de otras actividades humanas, como la agricultura o la silvicultura). Por consiguiente, la evaluación de los efectos urbanos está sembrada de dificultades metodológicas y no es posible conocer una "verdad", sino solo aproximaciones sustitutivas. A la hora de establecer una estación urbana, tanto con carácter individual como formando parte de una red, se recomienda tener muy en cuenta el análisis en Lowry (1977) y Lowry y Lowry (2001) para evaluar los efectos urbanos sobre el tiempo y el clima.

### 9.6 **RESUMEN DE LAS CONSIDERACIONES CLAVE CON RESPECTO A LAS ESTACIONES URBANAS**

#### 9.6.1 **Principios prácticos**

Al establecer una estación urbana, las rígidas directrices aplicables a las estaciones climáticas son frecuentemente inapropiadas. Será necesario aplicar principios orientativos en lugar

de reglas, y adoptar una perspectiva flexible. En muchos casos, ello equivaldrá a adoptar diferentes soluciones para propiedades atmosféricas distintas, y puede implicar que no todas las observaciones asociadas a un “emplazamiento” hayan sido efectuadas en un mismo lugar.

Dado que el entorno de las estaciones urbanas suele evolucionar a medida que avanza el desarrollo, la actualización frecuente de los metadatos es tan importante como los datos meteorológicos obtenidos. Sin una descripción adecuada de la estación es imposible vincular las mediciones al terreno circundante.

### 9.6.2 Selección del emplazamiento

Un primer paso esencial al seleccionar los emplazamientos para una estación urbana consiste en evaluar la naturaleza física del terreno urbano mediante una clasificación de las zonas climáticas. Ello permitirá identificar áreas de homogeneidad.

Una extensión urbana está constituida por varios tipos de terreno urbano. Para tener una idea descriptiva del clima de un asentamiento se necesitan múltiples estaciones. Habría que seleccionar emplazamientos que previsiblemente obtengan muestras de aire relativamente homogéneas en terrenos urbanos y que sean, por consiguiente, representativas de una única zona climática. Deberá procurarse que los efectos microclimáticos no interfieran en el objetivo de medición del clima a escala local.

### 9.6.3 Mediciones

Con respecto a las mediciones, habría que tener en cuenta los aspectos importantes siguientes:

- a) Las mediciones de temperatura del aire y de humedad obtenidas en el palio urbano pueden ser localmente representativas si se selecciona cuidadosamente el emplazamiento. Si se observan estas variables por encima del nivel de los techos, y en particular por encima de la subcapa de rugosidad, no existirá un vínculo entre ellas y las del palio urbano.
  - b) Las mediciones de viento y del flujo turbulento deberían efectuarse por encima de la subcapa de rugosidad, pero dentro de la capa límite interna de la zona climática urbana seleccionada. Tales mediciones deberán establecer que la “huella” superficial que contribuye a las observaciones sea representativa de la zona climática. En el caso del viento, es posible vincular el flujo a ese nivel con el experimentado dentro del palio.
  - c) Las observaciones de precipitación pueden efectuarse o bien cerca del suelo en un emplazamiento sin obstrucciones, o bien por encima de la subcapa de rugosidad, introduciendo correcciones acordes con las mediciones en paralelo del viento.
  - d) Con la excepción de las mediciones de la radiación solar entrante, deberán evitarse los emplazamientos sobre techos, a menos que los instrumentos estén expuestos sobre un mástil elevado.
  - e) Las mediciones de los flujos de las radiaciones neta y ascendente deberán efectuarse a alturas que permitan muestrear adecuadamente todos los tipos de superficie y orientaciones típicas de la zona.
-

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Arya, P. S., 2001: *Introduction to Micrometeorology*. Academic Press, Nueva York.
- Auer, A. H. Jr., 1978: "Correlation of land use and cover with meteorological anomalies", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 17, núm. 5, págs. 636 a 643.
- Britter, R. E. y S. R. Hanna, 2003: "Flow and dispersion in urban areas", en *Annual Review of Fluid Mechanics*, vol. 35, págs. 469 a 496.
- Christen, A., 2003: (comunicación personal). Instituto de Meteorología, Climatología y Teledetección, Universidad de Basilea.
- Christen, A., R. Vogt, M. W. Rotach y E. Parlow, 2002: "First results from BUBBLE I: Profiles of fluxes in the urban roughness sublayer", en *Proceedings of the Fourth Symposium on Urban Environment* (Norfolk, Virginia). Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 105 y 106.
- COST 710, 1998: *Final Report: Harmonisation of the Pre-processing of Meteorological Data for Atmospheric Dispersion Models*. Comisión Europea, EUR 18195 EN.
- COST 715, 2001: *Preparation of Meteorological Input Data for Urban Site Studies*. Comisión Europea, EUR 19446 EN.
- Davenport, A. G., C. S. B. Grimmond, T. R. Oke y J. Wieringa, 2000: "Estimating the roughness of cities and sheltered country", en *Proceedings of the Twelfth Conference on Applied Climatology* (Asheville, North Carolina). Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 96 a 99.
- DePaul, F. T. y C. M. Shieh, 1986: "Measurements of wind velocity in a street canyon", en *Atmospheric Environment*, vol. 20, págs. 455 a 459.
- Ellefsen, R., 1991: "Mapping and measuring buildings in the canopy boundary layer in ten US cities", en *Energy and Buildings*, vol. 16, págs. 1025 a 1049.
- Garratt, J. R., 1992: *The Atmospheric Boundary Layer*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Gill, G. C., L. E. Olsson, J. Sela y M. Suda, 1967: "Accuracy of wind measurements on towers or stacks", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 48, págs. 665 a 674.
- Grimmond, C. S. B. y T. R. Oke, 1999: "Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 38, núm. 9, págs. 1262 a 1292.
- , 2002: "Turbulent heat fluxes in urban areas: Observations and a local-scale urban meteorological parameterization scheme (LUMPS)", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 41, núm. 7, págs. 792 a 810.
- Halitsky, J., 1963: "Gas diffusion near buildings", en *Transactions of the American Society of Heating, Refrigerating and Air-conditioning Engineers*, vol. 69, págs. 464 a 485.
- Hanna, S. R. y J. C. Chang, 1992: "Boundary-layer parameterizations for applied dispersion modeling over urban areas", en *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 58, págs. 229 a 259.
- Hunt, J. C. R., C. J. Abell, J. A. Peterka y H. Woo, 1978: "Kinematical studies of the flow around free or surface-mounted obstacles: Applying topology to flow visualization", en *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 86, págs. 179 a 200.
- Kljun, N., P. Calanca, M. W. Rotach, H. P. Schmid, 2004: "A simple parameterization for flux footprint predictions", en *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 112, págs. 503 a 523.
- Kljun, N., M. Rotach y H. P. Schmid, 2002: "A three-dimensional backward Lagrangian footprint model for a wide range of boundary-layer stratifications", en *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 103, núm. 2, págs. 205 a 226.
- Landsberg, H. E., 1981: *The Urban Climate*. Academic Press, Nueva York.
- Lowry, W. P., 1977: "Empirical estimation of urban effects on climate: A problem analysis", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 16, núm. 2, págs. 129 a 135.
- Lowry, W. P. y P. P. Lowry, 2001: *Fundamentals of Biometeorology: Volume 2 – The Biological Environment*. Cap. 17, Peavine Publications, San Luis, Misuri, págs. 496 a 575.
- Nakamura, Y. y T. R. Oke, 1988: "Wind, temperature and stability conditions in an east-west oriented urban canyon", en *Atmospheric Environment*, vol. 22, págs. 2691 a 2700.
- Oke, T. R., 1981: "Canyon geometry and the nocturnal heat island: Comparison of scale model and field observations", en *Journal of Climatology*, vol. 1, núm. 3, págs. 237 a 254.
- , 1982: "The energetic basis of the urban heat island", en *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 108, núm. 455, págs. 1 a 24.
- , 1984: "Methods in urban climatology", en *Applied Climatology* (W. Kirchofer, A. Ohmura y W. Wanner, eds.). Zürcher Geographische Schriften, vol. 14, págs. 19 a 29.
- , 1987: *Boundary Layer Climates*. Cap. 8, segunda edición, Routledge, págs. 262 a 303.
- , 1988a: "The urban energy balance", en *Progress in Physical Geography*, vol. 12, págs. 471 a 508.

- , 1988b: "Street design and urban canopy layer climate", en *Energy and Buildings*, vol. 11, págs. 103 a 113.
- , 1997: "Urban environments", en *The Surface Climates of Canada* (W. G. Bailey, T. R. Oke y W. R. Rouse, eds.). McGill-Queen's University Press, Montreal, págs. 303 a 327.
- Organización Meteorológica Mundial, 2003: *Guidelines on Climate Metadata and Homogenization* (E. Aguilar, I. Auer, M. Brunet, T.C. Peterson and J. Wieringa). World Climate Data and Monitoring Programme No. 53 (WMO/TD-No. 1186). Ginebra.
- , 2006: *Initial Guidance to Obtain Representative Meteorological Observations at Urban Sites* (T. R. Oke). Instruments and Observing Methods Report No. 81 (WMO/TD-No. 1250). Ginebra.
- , 2010: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544), volumen I. Ginebra.
- , 2011a: *Guía de prácticas climatológicas* (OMM-N° 100). Ginebra.
- , 2011b: *Reglamento Técnico* (OMM-N° 49), Volumen I. Ginebra.
- , 2011c: *Manual de claves* (OMM-N° 306), volumen I.1 y I.2. Ginebra.
- Peterson, T. C., 2003: "Assessment of urban versus rural in situ surface temperatures in the contiguous United States: No difference found", en *Journal of Climate*, vol. 16, págs. 2941 a 2959.
- Rotach, M. W., 1999: "On the influence of the urban roughness sublayer on turbulence and dispersion", en *Atmospheric Environment*, vol. 33, págs. 4001 a 4008.
- Schmid, H. P., 2002: "Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: A review and perspective", en *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 113, núm. 1, págs. 159 a 183.
- Schmid, H. P., H. A. Cleugh, C. S. B. Grimmond y T. R. Oke, 1991: "Spatial variability of energy fluxes in suburban terrain", en *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 54, núm. 3, págs. 249 a 276.
- Soux, A., J. A. Voogt y T. R. Oke, 2004: "A model to calculate what a remote sensor 'sees' of an urban surface", en *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 111, págs. 109 a 132.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Verkaik, J. W., 2000: "Evaluation of two gustiness models for exposure correction calculations", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 39, núm. 9, págs. 1613 a 1626.
- Voogt, J. A. y T. R. Oke, 2003: "Thermal remote sensing of urban climates", en *Remote Sensing of Environment*, vol. 86, núm. 3, págs. 370 a 384.
- Wieringa, J., 1986: "Roughness-dependent geographical interpolation of surface wind speed averages", en *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 112, núm. 473, págs. 867 a 889.
- , 1993: "Representative roughness parameters for homogeneous terrain", en *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 63, núm. 4, págs. 323 a 363.
- , 1996: "Does representative wind information exist?", en *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, vol. 65, núm. 1, págs. 1 a 12.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 10. MEDICIONES METEOROLÓGICAS VIARIAS.....	915
10.1 Generalidades .....	915
10.1.1 Definición.....	915
10.1.2 Finalidad.....	915
10.1.3 Requisitos meteorológicos viarios.....	915
10.2 Establecimiento de una estación meteorológica viaria .....	916
10.2.1 Mediciones representativas normalizadas.....	916
10.2.2 Metadatos sobre la estación .....	917
10.3 Variables observadas .....	917
10.3.1 Mediciones meteorológicas viarias.....	917
10.3.1.1 Temperatura del aire.....	917
10.3.1.2 Humedad relativa .....	917
10.3.1.3 Velocidad y dirección del viento .....	918
10.3.1.4 Precipitación .....	918
10.3.1.5 Radiación meteorológica .....	918
10.3.1.6 Visibilidad.....	919
10.3.1.7 Temperatura de la superficie de la carretera .....	919
10.3.1.8 Temperatura del pavimento.....	919
10.3.1.9 Estado de la superficie de la carretera y temperatura de congelación	920
10.3.1.10 Vigilancia mediante video .....	920
10.4 Selección del equipo en una estación meteorológica viaria .....	920
10.4.1 El entorno viario.....	920
10.4.2 Capacidad de procesamiento en estaciones distantes.....	921
10.4.3 Configuración de la red y opciones con respecto al equipo .....	921
10.4.4 Diseño orientado a la fiabilidad.....	922
10.5 Cifrado de mensajes .....	922
10.5.1 Funciones de cifrado.....	922
10.5.2 Cifrado normalizado de la OMM .....	923
10.6 Computadora central de control y adquisición de datos.....	923
10.7 Consideraciones sobre las comunicaciones.....	923
10.8 Procesamiento de la señal del sensor y generación de alarmas .....	923
10.8.1 Algoritmos de procesamiento de la señal .....	923
10.8.2 Generación de alarmas.....	924
10.9 Control de la calidad de las mediciones.....	924
10.9.1 Comprobación frente a valores espurios .....	925
10.10 Mantenimiento de las estaciones meteorológicas viarias .....	925
10.10.1 El entorno viario.....	925
10.10.2 Planes de mantenimiento y documentación .....	925
10.10.3 Inspecciones y programas de trabajo.....	926
10.11 Formación .....	926
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	927

## **CAPÍTULO 10. MEDICIONES METEOROLÓGICAS VIARIAS**

### **10.1 GENERALIDADES**

#### **10.1.1 Definición**

Las mediciones meteorológicas viarias son particularmente útiles en países donde la transitabilidad invernal de la infraestructura de transporte ejerce una gran influencia sobre la economía nacional. En algunos países habrá, además, otros factores de riesgo en las carreteras, como las tempestades de polvo o las erupciones volcánicas. La seguridad y eficacia del transporte por carretera resulta afectada negativamente por las condiciones que se indican a continuación, que influyen en los aspectos de velocidad, distancia entre vehículos, adhesión de los neumáticos o eficacia de frenado: escasa visibilidad (precipitación intensa, niebla, humos, tempestades de arena), vientos fuertes, inundaciones en superficie, socavones, nieve, precipitación engelante y hielo.

#### **10.1.2 Finalidad**

El cometido del responsable de una red viaria es asegurar un tráfico óptimo, seguro y fluido en las vías principales. Las decisiones prácticas sobre la emisión de información meteorológica y sobre la puesta en marcha de las operaciones de deshielo y limpieza de nieve dependerán de las observaciones meteorológicas viarias, que son cada vez más habituales en las estaciones meteorológicas automáticas (EMA) especializadas. Aunque estas estaciones deberían adecuarse en la medida de lo posible a las normas de exposición de los sensores y de medición aplicadas en las EMA convencionales (véase el capítulo 1 de la parte II), tendrán características específicas en consonancia con sus funciones, su ubicación y sus requisitos de medición.

En las estaciones meteorológicas viarias, que apoyan mediante datos la toma de decisiones sobre el transporte, la fiabilidad es un elemento decisivo: cada estación se ocupará del entorno inmediato de las vías importantes y de alta densidad, y se encargará de suministrar datos para las operaciones de rutina de predicción meteorológica y para la generación de alarmas automáticas. Así, la fiabilidad y el mantenimiento del equipo, el suministro de energía, la continuidad de las comunicaciones y la integridad de los datos son, todos ellos, elementos importantes a la hora de seleccionar, establecer y gestionar la red de mediciones meteorológicas. Estas consideraciones ponen de manifiesto los beneficios que reportaría una colaboración eficaz entre los servicios de gestión viaria y el Servicio Meteorológico e Hidrológico Nacional (SMHN).

#### **10.1.3 Requisitos meteorológicos viarios**

Este capítulo debería ayudar a normalizar las mediciones meteorológicas viarias utilizando un método lo más acorde posible con las normas comunes de la Organización Meteorológica Mundial (OMM). Sin embargo, los usuarios que deseen utilizar ese tipo de mediciones para otras aplicaciones meteorológicas deberán tener en cuenta que hay importantes desviaciones, por ejemplo en la exposición de los sensores.

Las necesidades de los responsables de una red viaria abarcan cuatro grandes aspectos (OMM, 1997 y 2003):

- a) *Observación de la meteorología viaria en tiempo real.* El objetivo práctico es, por una parte, informar a los usuarios de las carreteras de los riesgos (previstos o en tiempo real) que probablemente deberán afrontar en las rutas indicadas y, por otra parte, emprender una serie de actuaciones encaminadas a mejorar la seguridad viaria; por ejemplo, despejando la nieve o aplicando agentes químicos anticongelantes.



- b) *Mejora de las predicciones de la temperatura en la superficie del pavimento.* Las mediciones de las EMA viarias son los datos de mayor importancia para los programas que utilicen los SMHN con el fin de predecir la temperatura y el estado del pavimento. Estos organismos disponen de los medios para asegurar la continuidad y puntualidad de las observaciones y del servicio de predicción. En la práctica, los predictores disponen de dos herramientas. La primera es un modelo informático que permite transponer una predicción de las condiciones atmosféricas para obtener una predicción de la temperatura superficial del pavimento, teniendo en cuenta las características físicas de cada estación. La segunda herramienta consiste en la aplicación de un algoritmo basado en un estudio climatológico específico de la superficie del pavimento.
- c) *Base de datos sobre el clima viario.* La creación de una base de datos climatológicos viarios es importante, ya que en muchos casos la evaluación de la situación meteorológica existente en una ubicación provista de los instrumentos adecuados permite a los responsables experimentados de las redes viarias utilizar el modelo climático para transponer los datos a otras ubicaciones que ellos conocen bien. En algunos casos, será posible obtener valores de la huella térmica para modelizar esa relación espacial. El registro de los datos meteorológicos viarios será útil para analizar alteraciones invernales precedentes y para efectuar estudios climatológicos específicamente viarios. Los SMHN pueden rellenar las lagunas de datos y comparar mediciones provenientes de diferentes fuentes, sometiéndolas a un proceso de garantía de la calidad.
- d) *Datos fiables.* Los responsables viarios no necesitan unas mediciones muy exactas (a excepción de la temperatura superficial de la carretera). Lo que necesitan es que los datos sean lo más fiables posible. En otras palabras, los datos deberán reflejar de manera coherente la situación real, y los dispositivos de medición tendrán que ser robustos. Con frecuencia, la continuidad de las comunicaciones y del suministro eléctrico son aspectos de la mayor importancia.

## 10.2 ESTABLECIMIENTO DE UNA ESTACIÓN METEOROLÓGICA VIARIA

### 10.2.1 Mediciones representativas normalizadas

Los requisitos generales aplicables a las estaciones meteorológicas, a su emplazamiento y al tipo y frecuencia de sus mediciones se definen en OMM (2003 y 2011a). Cuando se establezca una estación meteorológica viaria, se recomienda atenerse lo más estrictamente posible a esas normas y al resto del material pertinente de la presente Guía, con el fin de obtener unas mediciones normalizadas y representativas que puedan relacionarse con las de otras estaciones viarias de la red y con los datos obtenidos de estaciones sinópticas o climatológicas normalizadas, excepto en aquellos casos en que las mediciones de variables meteorológicas específicamente viarias requieran otras normas, por ejemplo en lo referente a la exposición de los sensores. Podrá obtenerse información sobre la ubicación y densidad óptima de las estaciones en la oficina local del SMHN, que tendrá acceso a los datos climatológicos de la región.

Los emplazamientos de las estaciones meteorológicas se seleccionan de modo que representen adecuadamente una región geográfica determinada. La estación meteorológica viaria estará ubicada de modo que represente óptimamente una parte de la red de carreteras o un tramo particular de una carretera importante expuesta a factores de riesgo meteorológico o de otro tipo. Por ello, la estación deberá ser adyacente a la carretera, de modo que sea posible instalar sensores en la superficie de esta, siendo necesario en algunos casos encontrar una solución intermedia con respecto al emplazamiento y la exposición "ideales" en términos meteorológicos. Los sensores quedarán instalados de modo que su exposición permita representar de la mejor manera posible en el espacio y en el tiempo la variable que se desea medir, sin interferencias indeseadas de elementos secundarios. Por lo general, los emplazamientos inmediatamente adyacentes a la calzada deberían ser llanos, con hierba de baja altura, y exentos de sombras de edificios o árboles.



## 10.2.2 **Metadatos sobre la estación**

En todos los casos, será importante reunir información detallada tanto de la ubicación como de las características del emplazamiento, y especificar las características del equipo y de los sensores, en particular mediante planos y fotografías del emplazamiento. Estos metadatos (capítulo 1 de la parte I y capítulo 1 de la parte IV) serán inestimables para el funcionamiento de la estación y para comparar la calidad de las mediciones con las de otros emplazamientos.

## 10.3 **VARIABLES OBSERVADAS**

### 10.3.1 **Mediciones meteorológicas viarias**

En las estaciones meteorológicas viarias, las mediciones importantes para la predicción del estado de las carreteras son: temperatura y humedad del aire, velocidad y dirección del viento, cantidad y tipo de precipitación, visibilidad, radiación global y de onda larga y temperatura y estado de la superficie de la carretera. Algunas de las mediciones obtenidas (por ejemplo, temperatura y humedad) permitirán predecir estados del tiempo de interés para los usuarios, mientras que otras (viento y visibilidad) podrían indicar la inminencia o presencia real de fenómenos peligrosos; ciertas mediciones (radiación meteorológica, temperatura y estado de la superficie de la carretera) tienen específicamente por objeto predecir el comportamiento de la superficie de la carretera.

La selección de los sensores se hará ateniéndose a su incertidumbre, estabilidad, facilidad de mantenimiento y calibración, y procurando que dispongan de salidas eléctricas que les permitan conectarse con el sistema automático de adquisición de datos. La decisión sobre los sensores y su exposición debería adecuarse a la práctica y recomendaciones estándar de la OMM (véanse los capítulos correspondientes en la parte I de la presente Guía), excepto en aquellos casos en que sean incompatibles con las necesidades específicas de la meteorología viaria. Por lo general, la incertidumbre de las mediciones debería atenerse a los rendimientos indicados en el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E). Ténganse también en cuenta las recomendaciones sobre las mediciones de las EMA indicadas en el capítulo 1 de la parte II.

#### 10.3.1.1 **Temperatura del aire**

El sensor podrá consistir en un termómetro de resistencia eléctrica (de platino, o un termistor estable). El sensor de temperatura del aire, su garita o protección contra la radiación y su exposición deberían adecuarse a las directrices del capítulo 2 de la parte I, instalando la protección a una altura de entre 1,25 y 2 m sobre hierba de baja altura o sobre un suelo natural.

*Precauciones:* el sensor y la garita no deberían instalarse sobre superficies de hormigón o asfalto que pudieran sobrevalorar la temperatura medida. La protección tendría que estar situada de modo que no quede expuesta a salpicaduras de agua de las ruedas de los vehículos que transitan, que podrían ser causa de importantes errores de medición.

#### 10.3.1.2 **Humedad relativa**

El sensor higrométrico podrá ser de tipo conductivo o capacitivo, de película delgada (capítulo 4 de la parte I). No se recomienda utilizar un psicrómetro de bulbo húmedo, debido a la contaminación permanente de su mecha por los hidrocarburos. El sensor podrá estar combinado con el sensor de temperatura del aire en la garita de protección contra la radiación, o compartir ubicación con él, siempre y cuando la salida térmica del sensor (autocalentamiento) sea muy baja, con el fin de no influir en la medición de la temperatura.

*Precauciones:* las precauciones en relación con las salpicaduras de agua serán las mismas que para los sensores de temperatura. La efectividad de los sensores de humedad estará sujeta a los efectos de la contaminación de la atmósfera y de los vehículos. Deberían efectuarse con

regularidad comprobaciones funcionales de control de la calidad durante la adquisición de datos, y habría que comprobar las calibraciones como mínimo cada seis meses, particularmente antes del comienzo de cada invierno. Los sensores que no respondan correctamente deberán ser sustituidos inmediatamente.

#### 10.3.1.3 **Velocidad y dirección del viento**

Estas variables suelen medirse mediante un par de sensores de cazoleta y veleta, o por medio de un anemómetro de hélice (capítulo 5 de la parte I) con una salida que genere impulsos o frecuencias. Los sensores estarán instalados a una altura estándar de 10 m por encima de la superficie del terreno, y en un área despejada y representativa, con el fin de efectuar unas mediciones que no resulten influidas por las alteraciones del flujo de la masa de aire causadas por el tráfico y los obstáculos locales.

*Precauciones:* la congelación de las piezas mecánicas, la penetración de agua, la corrosión y la caída de rayos constituyen factores de riesgo.

#### 10.3.1.4 **Precipitación**

- a) *Precipitación acumulada:* en las estaciones automáticas se utiliza habitualmente el pluviógrafo de cubeta basculante (capítulo 6 de la parte I), que suma incrementos de precipitación de 0,2 mm. Para medir nieve u otros tipos de precipitación sólida pueden utilizarse pluviómetros con dispositivo de calefacción. Podrá estimarse la intensidad de precipitación registrando el número de sucesos a lo largo de un intervalo de tiempo fijo.

*Precauciones:* el pluviómetro deberá mantenerse nivelado, y tanto el embudo como las cubetas estarán limpios y exentos de obstrucciones. El pluviómetro de cubeta basculante no da resultados satisfactorios cuando se desea detectar el comienzo de una lluvia muy fina, o en períodos prolongados de condiciones meteorológicas de congelación. Los totales serán inferiores a los valores verdaderos, debido al efecto del viento en torno a la boca del medidor, a la evaporación de las cubetas entre descarga y descarga de lluvia, y a las pérdidas entre vaciado y vaciado de la cubeta en condiciones de lluvia intensa.

- b) *Presencia y tipo de precipitación:* existen sensores basados en medios electrónicos (en particular, rejillas caldeadas, mediciones por conductancia o capacitancia) para estimar el tipo de precipitación (llovizna, lluvia o nieve) recibida. Los sensores ópticos, que determinan las características de la precipitación (tamaño, densidad y movimiento de las partículas) mediante dispersión de un haz láser semiconductor, ofrecen una mejor discriminación con un costo mucho mayor.

*Precauciones:* estas funciones de detección son muy convenientes en todas las estaciones, pero los tipos de sensores existentes carecen de discriminación y de una reproducibilidad estable. Deberán adaptarse medidas (ciclos de calentamiento) para eliminar la nieve acumulada en la superficie y será necesario limpiar periódicamente los elementos sensibles y las superficies ópticas.

Únicamente deberían instalarse sensores que estén bien documentados y que puedan calibrarse con una referencia apropiada. Si algún sistema utilizara un algoritmo para obtener indirectamente una variable, el algoritmo también debería estar documentado.

#### 10.3.1.5 **Radiación meteorológica**

- a) *Radiación global:* para medir la radiación solar (directa y difusa) recibida por un ángulo sólido de  $2\pi$  estereorradianes sobre una superficie horizontal debería utilizarse un piranómetro con elementos detectores termoeléctricos o fotoeléctricos (capítulo 7 de la parte I). El sensor tendría que estar situado de modo que carezca de obstrucciones cercanas apreciables por encima del plano del instrumento y esté exento de sombras o de reflexiones

luminosas sobre el sensor. Aunque su ubicación debería ser tal que evitase la posibilidad de accidentes que dañasen el sensor, este tendría que ser accesible para su inspección y limpieza. La radiación global medida *in situ* reviste particular interés para el responsable viario pues expresa la cantidad de energía recibida por la carretera durante el día. La relación de la radiación entrante con la temperatura superficial y la inercia de la carretera dependerá de los materiales integrantes y de las dimensiones de la masa del pavimento.

*Precauciones:* se evitará la presencia de obstrucciones en el horizonte del sensor, la inclinación del sensor respecto del plano horizontal, la suciedad en su superficie, la presencia de nieve o escarcha que oscurezcan la cúpula de vidrio o la superficie detectora, y la condensación de agua en el interior de la cúpula de vidrio.

- b) *Radiación de onda larga:* podrá utilizarse un pirgeómetro que mida la radiación en infrarrojos mediante una termopila, filtrando el espectro visible. Una vez instalado con el sensor orientado hacia arriba y un horizonte exento de obstrucciones, determinará la radiación de onda larga recibida de la atmósfera, particularmente durante la noche, y ofrecerá una indicación de la nubosidad y, por consiguiente, del enfriamiento radiativo de la calzada. Para las predicciones meteorológicas viarias será adecuado un sensor sensible a un espectro comprendido entre 5 y 50  $\mu\text{m}$ , con una sensibilidad máxima de 15  $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$  y un tiempo de respuesta inferior a 5 segundos.

*Precauciones:* las mismas que para la radiación global.

#### 10.3.1.6 **Visibilidad**

Podrán utilizarse transmisómetros y dispersómetros frontales (capítulo 9 de la parte I).

*Precauciones:* los responsables viarios están interesados en valores de visibilidad inferiores a 200 m (el umbral de peligro). Es importante mantener limpias las ventanas de los sensores y las lentes. Algunos sistemas compensarán hasta cierto punto la contaminación de la ventana. Durante el mantenimiento de rutina debería efectuarse una calibración apropiada.

#### 10.3.1.7 **Temperatura de la superficie de la carretera**

Existen sensores activos basados en una resistencia de platino de 100 ohmios, provistos de transmisión digital en serie, que pueden ser incrustados en la superficie de la carretera. Para la instalación y cableado del sensor, y para su fijación a la superficie de la carretera, deberían seguirse las instrucciones del fabricante. El sensor estará situado a cierta distancia de la línea de rodadura de los neumáticos, ya que en caso contrario su superficie se manchará y las mediciones se verán afectadas por el calentamiento resultante del rozamiento. El sensor estará situado en el plano de la superficie de la carretera, donde esta no forme depresiones que pudieran acumular agua y afectar a las mediciones. Deberá comprobarse regularmente la posición correcta del sensor.

*Precauciones:* el retardo térmico (constante de tiempo) del sensor y el material donde va incrustado deberían ser compatibles con la composición de la superficie de la carretera. El sensor debería presentar un acabado superficial con bajo poder de absorción en el infrarrojo para minimizar los errores debidos a la radiación. Para longitudes de cable de conexión largas (más de 20 m), se recomienda una compensación de la resistencia del cable.

#### 10.3.1.8 **Temperatura del pavimento**

Para determinar las temperaturas del pavimento a 5, 10 y 20 cm por debajo de la superficie de la carretera se introducirán los sensores de resistencia eléctrica, adecuadamente revestidos, a las profundidades correspondientes, utilizando el material adhesivo apropiado.

*Precauciones:* las mismas que para la temperatura en la superficie de la carretera.

### 10.3.1.9 **Estado de la superficie de la carretera y temperatura de congelación**

Este sensor estima el estado de la superficie de la carretera (sequedad, agua, escarcha o hielo) y la temperatura de congelación del agua residual de la superficie. El circuito de control del sensor calienta este antes de refrigerarlo mediante el efecto Peltier. La velocidad de enfriamiento es función del estado de la superficie y de la temperatura de congelación. Véase también el capítulo 6 de la parte I en lo referente a la presencia de hielo sobre el pavimento. Los datos generados por el sensor deberían proporcionar a los responsables viarios una indicación de la persistencia química de los agentes de deshielo en la ubicación específica del sensor, así como permitirles optimizar las operaciones de diseminación química.

*Precauciones:* el sensor no deberá quedar cubierto por material extraño, o aflorar sobre el nivel de la carretera. Deberá ser limpiado con regularidad. Es difícil conseguir una respuesta del sensor que sea representativa del estado verdadero de la superficie de la carretera, y ello es debido al pequeño tamaño de la muestra, a la ubicación del sensor sobre la superficie de la carretera y a la variabilidad de los métodos de incrustación. La medición dependerá de la densidad del tráfico, y en cualquier caso no será muy estable a lo largo del tiempo. Este tipo de sensor, del que existen pocos modelos alternativos, puede ser difícil de obtener. La teledetección de la temperatura superficial de la carretera mediante sensores térmicos en infrarrojos no suele ser un método práctico, debido a la interferencia de las salpicaduras de agua de los neumáticos de los vehículos. La estimación del riesgo de escarcha en la superficie de la carretera puede mejorar si también lo hace la medición de la temperatura y de la humedad y temperatura atmosféricas en la superficie de la carretera, y por encima de ella, es decir, mejorando la exposición del sensor y reduciendo los errores sistemáticos y aleatorios.

### 10.3.1.10 **Vigilancia mediante video**

La vigilancia mediante video es un componente de lo que ha venido a denominarse sistemas de transporte inteligentes. Se utiliza principalmente para detectar incidentes viarios, pero ofrece también indicaciones útiles del tiempo presente con fines de gestión del transporte. Los algoritmos de procesamiento de imágenes ayudarán a discriminar entre diferentes condiciones meteorológicas.

## 10.4 **SELECCIÓN DEL EQUIPO EN UNA ESTACIÓN METEOROLÓGICA VIARIA**

El capítulo 1 de la parte II ofrece información que es válida para las aplicaciones de las mediciones meteorológicas viarias. En las secciones siguientes se señalan los problemas experimentados por los responsables de las redes viarias, y particularmente la necesidad de una gran eficacia en aquellos casos en que la seguridad pública es primordial.

### 10.4.1 **El entorno viario**

Las estaciones meteorológicas viarias están sometidas a una presión considerable, debido a la proximidad de la calzada: vibraciones, interferencia del encendido de los vehículos, contaminación por los humos de escape, corrosión causada por la sal anticongelante, y curiosidad indeseada de los transeúntes. En cierto sentido, puede considerarse que la estación opera en un entorno industrial, con todo lo que ello implica en términos de robustez del diseño y de peligro para la integridad de los datos. Algunos problemas frecuentes son: ausencia de protección frente a la sobretensión en los circuitos de interfaz con los sensores; aislamiento eléctrico inadecuado entre los sensores, sus cables y el dispositivo de adquisición de datos; resistencia de contacto variable de los conectores, que ocasiona una deriva de la calibración; fallos de la medición; y una mayor necesidad de mantenimiento.

#### 10.4.2 **Capacidad de procesamiento en estaciones distantes**

Al diseñar una EMA se tiende a incorporar una capacidad mayor de procesamiento de datos y un mayor volumen de almacenamiento en la unidad remota de adquisición de datos, con las finalidades siguientes: utilizar algoritmos de procesamiento que actúen sobre varias señales del sensor para generar salidas complejas; proporcionar un cierto grado de garantía de la calidad de los datos; ofrecer sistemas de comunicación bidireccional entre el centro de control y las unidades remotas con fines de diagnóstico, tanto del rendimiento del sensor como de la unidad; y proporcionar nuevos algoritmos de descarga y actualizaciones de los programas informáticos en las unidades remotas. Por otra parte, una red de estaciones distantes que no sean más complejas de lo necesario para la fiabilidad en la adquisición de datos, y una computadora central de control y adquisición de datos que utilice los algoritmos más complejos y que se encargue de la garantía de la calidad y de la traducción de las claves, así como una mayor capacidad de procesamiento orientado a las decisiones de gestión viaria, permitirán disponer de un sistema generalmente más fiable y menos costoso. Se alienta a los planificadores de redes de mediciones meteorológicas viarias a considerar soluciones de equipo flexibles y ampliables con opciones de programación potentes para el procesamiento de los datos de los sensores y el control de los sistemas.

El procesamiento de los datos en la estación podría abarcar: control del ciclo de medición (iniciación, frecuencia, hora y fecha); gestión compleja del sensor (encendido/apagado, régimen de muestreo); procesamiento de la señal del sensor (filtrado, conversión a unidades científicas, algoritmos); comprobaciones de la calidad de los datos; generación de alarmas (variables que rebasen los límites preestablecidos, fallo parcial del sistema, violación de la integridad de la estación); almacenamiento de datos (almacenamiento para períodos cortos y archivo); generación de mensajes de salida (estructura de los códigos o claves, protocolo de comunicaciones); gestión de las comunicaciones; y mantenimiento del recinto de la estación (suministro eléctrico, comprobación de los sensores, comunicaciones).

#### 10.4.3 **Configuración de la red y opciones con respecto al equipo**

La selección del equipo de la estación, de sus comunicaciones y del control de la red (es decir, la infraestructura de la red) debería reflejar las demandas específicas de la meteorología viaria y los procesos decisorios de los responsables de la red viaria. Las decisiones resultarán afectadas de hecho por la relación existente entre la autoridad de la red viaria y el SMHN local. Así, el organismo de la red viaria podría contratar los servicios de predicción meteorológica del SMHN y el suministro de determinados datos viarios, que los responsables de la red utilizarán para, aplicando sus criterios físicos, adoptar decisiones operativas. En tales casos, sería lógico que las estaciones de la red viaria constituyeran una extensión de la red de EMA del SMHN y que utilizaran unos equipos, comunicaciones y servicios de mantenimiento comunes en la estación, cuidando especialmente de la fiabilidad de la red, e incorporando los sensores especiales, los algoritmos y los programas informáticos necesarios para las tareas meteorológicas viarias. Sin embargo, si tal integración no resultara factible, el organismo viario podría adoptar algunas disposiciones comunes con los sistemas del SMHN para beneficiarse de la experiencia operativa y para el suministro de elementos de equipo y piezas de recambio.

Cuando sea necesaria una red enteramente nueva o diferente, se recomienda adoptar las directrices siguientes para seleccionar el equipo y las comunicaciones destinados a la adquisición de datos. En lugar de crear nuevos equipos y programas informáticos para las mediciones meteorológicas viarias, sería aconsejable utilizar sistemas existentes ya comprobados y fabricados por empresas y fuentes de confianza, introduciendo únicamente las modificaciones necesarias para su aplicación a la red viaria, y beneficiándose de la experiencia y del asesoramiento de otros administradores de la red. El equipo y sus programas informáticos deberían ser modulares, a fin de permitir la incorporación de futuros sensores y la modificación de las especificaciones del sensor. Para facilitar la ampliación de la red al cabo de varios años, sería muy útil que el equipo presentara un diseño normalizado basado en un proceso de fabricación consistente, de modo que las versiones ulteriores sean previsiblemente compatibles con las generaciones precedentes.

#### 10.4.4 **Diseño orientado a la fiabilidad**

Los módulos de procesamiento de datos deberían reflejar una arquitectura industrial estándar, y utilizar unos sistemas operativos normalizados y robustos, con un proceso de mejoras adecuadamente gestionado. Las aplicaciones informáticas deberían programarse en un lenguaje estándar y estar bien documentadas. Para conseguir la fiabilidad deseada, podrán seleccionarse unos componentes y módulos industrializados especiales. Una alternativa más barata consistiría en utilizar diseños comerciales habituales con sistemas redundantes en paralelo o de reserva que garanticen la fiabilidad del sistema. Requerirá particular atención el diseño de la unidad remota de suministro eléctrico. Podría recomendarse un suministro de energía de continuidad asegurada, aunque teniendo presente que los sistemas de comunicaciones dependerán también del suministro eléctrico local.

Sea cual fuere el diseño del sistema, el alojamiento de los componentes electrónicos en una carcasa robusta, resistente a la corrosión, segura, de temperatura uniforme y exenta de polvo y humedad mejorará mucho su fiabilidad. Los conectores que transmiten las señales del sensor deberían ser de alta calidad industrial o militar y estarán adecuadamente protegidos de las tensiones del cable, de la penetración de agua y de la corrosión. El cableado del sensor tendría que estar provisto de una protección conectada a tierra y de un revestimiento aislante robusto e impermeable, y alojado en un conducto.

En el sistema de adquisición de datos habría que procurar evitar el efecto de ruido eléctrico o las interferencias por efecto de los cables del sensor, del suministro eléctrico o de las líneas de comunicación. Esas señales eléctricas indeseadas podrían dar lugar a errores en la señal del sensor y corromper los datos, causando fallos electrónicos, particularmente en los circuitos sensibles de la interfaz. Será necesario prestar atención a: el diseño del aislamiento del sensor y la línea de comunicaciones así como de la protección frente a sobretensiones, y en particular una protección adecuada frente a la electricidad atmosférica; una toma de tierra adecuada para los sensores, los suministros eléctricos, el módem de comunicaciones y las carcasas del equipo; y un apantallamiento con toma de tierra para todas las piezas de la cadena de medición, evitando los bucles de corriente a tierra, que causarán errores de medición.

La realización de unas prácticas de instalación y mantenimiento adecuadas y normalizadas contribuirá en gran medida a la fiabilidad del sistema, relacionada también con el "tiempo medio de reparación", que incluye el tiempo de aviso y desplazamiento del personal de mantenimiento para sustituir los elementos de equipo, tanto de la unidad como de los módulos.

### 10.5 **CIFRADO DE MENSAJES**

#### 10.5.1 **Funciones de cifrado**

El mensaje transmitido por la estación meteorológica viaria remota contendrá un identificador de estación, la fecha y hora del mensaje, los datos del canal del sensor, lo que incluye la identificación del canal, y cierto número de datos de "mantenimiento interno", que podrían consistir en información sobre la seguridad de la estación, el suministro eléctrico, la calibración y otras comprobaciones de la calidad de los datos. Este mensaje estará incorporado en la envolvente de la clave correspondiente al canal de comunicaciones, y contendrá un encabezamiento de dirección, así como información de control y caracteres de comprobación de redundancia para la detección de errores. La parte del mensaje correspondiente a los datos meteorológicos viarios podrá estar cifrada utilizando un método eficaz e inequívoco que permita a la computadora central de control y adquisición de datos descifrar y procesar estos antes de generar una información orientativa que sea comprensible para los responsables de la red con miras a la toma de decisiones.



### 10.5.2 **Cifrado normalizado de la OMM**

Los diseñadores de las redes de mediciones meteorológicas viarias deberían considerar también la utilidad de las claves estándar de la OMM para el cifrado de mensajes (véase OMM, 2011b), que permiten a otros usuarios, como los SMHN, recibir los datos y utilizarlos en otras aplicaciones meteorológicas. La codificación de los mensajes podrá efectuarse en la EMA remota, utilizando por consiguiente programas informáticos y sistemas de procesamiento de la estación, o, más probablemente, en la computadora central de control y adquisición de datos, una vez finalizadas las operaciones de garantía de la calidad.

### 10.6 **COMPUTADORA CENTRAL DE CONTROL Y ADQUISICIÓN DE DATOS**

Se han indicado ya las funciones de la computadora o computadoras centrales. Tales funciones consisten en gestionar la red controlando las comunicaciones (véase la sección siguiente), recibir informes (mensajes meteorológicos viarios, mensajes de mantenimiento interno de la EMA, e información sobre la calidad) y procesar los datos de las mediciones viarias para proporcionar a los responsables de la red la información práctica y las herramientas de decisión que necesiten. La arquitectura de la red podrá estar diseñada de modo que permita a la computadora central actuar como servidor de Intranet o servidor web para facilitar el acceso a esa información de los responsables regionales y de otros usuarios de los datos meteorológicos.

Es probable que se destine una computadora distinta específicamente para la gestión de la base de datos climáticos de la red viaria y para la elaboración y distribución de análisis y resúmenes estadísticos. En una red sofisticada, la computadora central gestionará ciertas operaciones de mantenimiento y calibración, modificará los modos de funcionamiento de la EMA y actualizará los programas informáticos de la misma.

### 10.7 **CONSIDERACIONES SOBRE LAS COMUNICACIONES**

Es esencial disponer de un servicio de telecomunicaciones fiable que permita a la red de estaciones realizar una gestión eficaz, proporcionando puntualmente al mismo tiempo los datos necesarios. Dado que los gastos de comunicación constituirán una gran parte de los costos de funcionamiento anuales, será importante analizar las opciones de comunicación existentes, de modo que se optimice el costo por mensaje a tenor del servicio deseado. Un examen detallado de las opciones de telecomunicación existentes para la recopilación y gestión de los datos de las EMA viarias excede del alcance del presente capítulo (véanse las directrices de transmisión de datos en el capítulo 1 de la parte II). La solución adoptada dependerá de los objetivos de gestión de la red meteorológica viaria y de los servicios ofrecidos por los proveedores de telecomunicaciones del país, así como de las correspondientes tarifas.

### 10.8 **PROCESAMIENTO DE LA SEÑAL DEL SENSOR Y GENERACIÓN DE ALARMAS**

#### 10.8.1 **Algoritmos de procesamiento de la señal**

Los datos en bruto de la señal de los sensores deberán ser procesados o filtrados para obtener unos valores medios que sean representativos. Estas operaciones se efectúan en algunos sensores activos, en la interfaz del sensor con la unidad de adquisición de datos, o durante el procesamiento más elaborado de los datos de la estación. En el del capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E) se encontrarán las especificaciones necesarias para promediar las señales de salida de los sensores.

Los algoritmos aplicados a las señales de salida (o a los grupos de señales de salida) de los sensores, tanto en la estación distante como en la computadora central, deberían provenir de



fuentes acreditadas, estar rigurosamente comprobados y, a ser posible, haber sido publicados y ser accesibles. Todo algoritmo interno adoptado por la dirección de la red viaria debería estar claramente definido y registrado en los metadatos de la estación o en los manuales de la red.

### 10.8.2 Generación de alarmas

Cuando los valores exceden de unos límites preestablecidos, las señales de salida de los sensores pueden generar indicaciones de alarma en forma de mensajes de la EMA. Las alarmas y pruebas de límite seleccionados dependerán de las prácticas nacionales o regionales. A continuación se indican algunos ejemplos de alarmas en EMA viarias. Obsérvese la utilización de las combinaciones lógicas “Y” y “O” en los algoritmos.

Ejemplos de alarmas:

- Alarma 1:  $t(\text{aire})$  O  $t(\text{superficie de la carretera}) \geq 3 \text{ } ^\circ\text{C}$   
Y  
 $t(\text{extrapolada a la superficie de la carretera})^a \leq 1 \text{ } ^\circ\text{C}$
- Alarma 2:  $t(\text{aire}) \leq 0 \text{ } ^\circ\text{C}$
- Alarma 3: Primera condición  
 $t(\text{superficie de la carretera}) \leq 1 \text{ } ^\circ\text{C}$   
O  $t(\text{extrapolada de la superficie de la carretera}) \leq 0 \text{ } ^\circ\text{C}$   
O  $t(\text{pavimento a } -5 \text{ cm}) \leq 0 \text{ } ^\circ\text{C}$   
O  $t(\text{pavimento a } -10 \text{ cm}) \leq -1 \text{ } ^\circ\text{C}$   
O  $t(\text{pavimento a } -20 \text{ cm}) \leq -2 \text{ } ^\circ\text{C}$   
Y  
Segunda condición  
La calzada no está seca  
O como mínimo una precipitación contabilizada en la última hora  
O humedad relativa  $\geq 95\%$   
O  $t(\text{superficie de la carretera}) - t(\text{punto de rocío}) \leq 1 \text{ } ^\circ\text{C}$
- Alarma 4:  $t(\text{superficie de la carretera}) \leq 0 \text{ } ^\circ\text{C}$   
Y  
estado detectado: escarcha o hielo oscuro
- Alarma 5: Primera condición  
Precipitación detectada = nieve o granizo  
Y  
Segunda condición  
 $t(\text{aire}) \leq 2 \text{ } ^\circ\text{C}$   
O  $t(\text{superficie de la carretera}) \leq 0 \text{ } ^\circ\text{C}$
- Alarma 6: Promedio de viento  $\geq 11 \text{ m s}^{-1}$   
Y  
Dirección del viento referida al acimut de la carretera,  
entre  $45^\circ$  y  $135^\circ$  O entre  $225^\circ$  y  $315^\circ$
- Alarma 7: Visibilidad  $\leq 200 \text{ m}$

- a La temperatura extrapolada de la superficie de la carretera se calcula mediante un algoritmo que incorpora las últimas mediciones y crea una ecuación cuadrática. Su valor puede utilizarse para calcular estimaciones de la temperatura durante las 3 horas siguientes.

Será posible incorporar otras alarmas si se detectaran fallos en los sensores, en el formato de los mensajes, en el suministro eléctrico o en las comunicaciones.

### 10.9 CONTROL DE LA CALIDAD DE LAS MEDICIONES

Una adecuada toma de decisiones de los responsables viarios dependerá de la obtención de mediciones fiables, de modo que cuando los sensores, su cableado o interfaces en la EMA fallen, el elemento defectuoso sea detectado y reparado sin un retraso indebido. Para un responsable

viario es muy difícil detectar mediciones erróneas. Deberían consultarse a este respecto las directrices sobre control de la calidad del capítulo 1 de la parte II y del capítulo 1 de la parte IV. Los programas informáticos del sistema de la EMA pueden detectar fallos importantes del sensor y deberían generar seguidamente una situación de alarma.

### 10.9.1 Comprobación frente a valores espurios

Los valores de medición no comprendidos en el rango de funcionamiento esperado del sensor pueden descartarse estableciendo unos límites para cada variable. Por ejemplo, la dirección del viento puede limitarse a entre  $0^\circ$  y  $359^\circ$ . Los valores nulos debidos al mal funcionamiento, las derivas rápidas o los saltos escalonados en la respuesta del sensor son mediciones inválidas que deben ser descartadas por el programa informático que analiza estadísticamente las mediciones a lo largo del tiempo, o bien en la EMA si esta dispone de capacidad de procesamiento suficiente, o bien en la computadora central de adquisición de datos. En algunos de los ejemplos siguientes, se compara la desviación típica de los  $n$  últimos valores con un umbral parametrizado.

Ejemplos de algoritmos de comprobación (solo para mediciones meteorológicas viarias):

- a) *Para todas las temperaturas:* los datos serán aceptables solo si la desviación típica de los 30 últimos valores es  $\geq 0,2$  °C.
- b) *Para la velocidad del viento:* los datos serán aceptables solo si la desviación típica de los 20 últimos valores es  $\geq 1$  km h<sup>-1</sup>.
- c) *Para la dirección del viento:* los datos serán aceptables solo si la desviación típica de los 30 últimos valores es  $\geq 10^\circ$ .
- d) *Para la precipitación líquida:* se comprobará la coherencia de la cantidad obtenida con la del día anterior.
- e) *Para la precipitación de nieve:* se comprobarán los datos cuando  $t(\text{aire})$  es  $> 4$  °C.
- f) *Para la radiación atmosférica de onda larga (RA) (relacionada con la nubosidad):* se rechazarán los datos si la RA es  $> 130$  W m<sup>-2</sup>, si la humedad relativa es  $> 97\%$  y la RA es  $> 10$  W m<sup>-2</sup>, y si la humedad relativa es  $\geq 90\%$  y la RA es  $> 10$  W m<sup>-2</sup>, durante 4 horas sucesivas.

## 10.10 MANTENIMIENTO DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS VIARIAS

### 10.10.1 El entorno viario

Con respecto a la inspección, el mantenimiento y la calibración, deberían consultarse el capítulo 1 de la parte I y el capítulo 1 de la parte II. Los capítulos de la parte I contienen información sobre el mantenimiento y la calibración de determinados sensores. Obsérvese, sin embargo, que las EMA viarias están situadas en un entorno con problemas peculiares: vulnerabilidad de la estación y de sus sensores a los daños accidentales o intencionados; exposición a altos niveles de polución de los humos de escape de los vehículos; interferencia eléctrica del encendido de los vehículos y de las líneas eléctricas de alta tensión cercanas; corrosión por salpicaduras de sal; y vibración (que afecta a las conexiones entre sensores y cables).

### 10.10.2 Planes de mantenimiento y documentación

Las decisiones operativas que afectan a la seguridad viaria pueden depender crucialmente de la fiabilidad de los datos de las EMA, por lo que hay unos requisitos estrictos con respecto al mantenimiento de determinadas estaciones en ciertas fechas del año. Estas consideraciones

se describen en el plan de gestión del mantenimiento de la red, que debería incluir el mantenimiento preventivo de rutina con arreglo a unos plazos, y una respuesta eficaz a las averías conocidas.

La administración de la red viaria debería disponer de un manual de mantenimiento propio para sus estaciones meteorológicas, basado en las recomendaciones del fabricante, en la información obtenida de la presente Guía y en su propia experiencia. Un buen manual contendrá listas de comprobación como ayuda durante la inspección y para las tareas de mantenimiento. La administración podría decidir contratar la labor de inspección y mantenimiento con el SMHN local, quien debería poseer experiencia en ese tipo de instrumentación.

### 10.10.3 **Inspecciones y programas de trabajo**

Dos veces al año, cada estación debería someterse a un programa de mantenimiento completo consistente en: mantener el emplazamiento (cortar la hierba y la vegetación que pudiera afectar a la exposición de los sensores); comprobar los recintos por si pudiera penetrar agua, y sustituir los desecantes; tratar y pintar las carcasas, las garitas y los soportes desgastados y corroídos; comprobar la integridad de cables y conectores; limpiar y nivelar los sensores (teniendo presentes las precauciones anteriormente indicadas); y calibrar o sustituir los sensores y la cadena de medición de la EMA.

Los responsables viarios deberían mantener un programa de inspección física que permita comprobar la integridad y el funcionamiento adecuados de sus estaciones una vez al mes en invierno, y una vez cada dos meses en verano. Cuando se efectúen trabajos en la superficie de la carretera, deberán instalarse las señales de aviso reglamentarias, y será preciso utilizar la vestimenta de seguridad aprobada.

## 10.11 **FORMACIÓN**

Para gestionar, operar y mantener una red de estaciones meteorológicas viarias con el fin de obtener un flujo continuo de datos fiables y de interpretarlos de manera que aporten información plenamente satisfactoria, será necesario contar con personal formado específicamente en las disciplinas apropiadas. Algunas de ellas son: el medio viario y la adopción de decisiones operativas en el ámbito de la seguridad y la eficacia del tráfico; adquisición, telecomunicación y computación de datos a distancia; selección, aplicación y mantenimiento de sensores meteorológicos y del procesamiento de sus señales; e interpretación de datos meteorológicos y de otro tipo con fines prácticos. La administración responsable de la red viaria debería colaborar con otros organismos en la medida necesaria para cerciorarse de que se mantiene la combinación óptima de conocimientos y formación necesarios para un funcionamiento satisfactorio de la red de mediciones meteorológicas viarias.

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Asociación Mundial de la Carretera, 2002: *Proceedings of the Eleventh PIARC International Winter Road Congress* (Sapporo, Japón).
- Organización Meteorológica Mundial, 1997: *Road Meteorological Observations* (R.E.W. Pettifer and J. Terpstra). Instruments and Observing Methods Report No. 61 (WMO/TD-No. 842). Ginebra.
- , 2003: *Road Managers and Meteorologists over Road Meteorological Observations: The Result of Questionnaires* (J.M. Terpstra and T. Ledent). Instruments and Observing Methods Report No. 77 (WMO/TD-No. 1159). Ginebra.
- , 2010: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544), volumen I. Ginebra.
- , 2011a: *Reglamento Técnico* (OMM-N° 49), Volumen I. Ginebra.
- , 2011b: *Manual de claves* (OMM-N° 306), volúmenes I.1 y I.2. Ginebra.
-



### **PARTE III. OBSERVACIONES DESDE EL ESPACIO**

## ÍNDICE DE LA PARTE

*Página*

<b>PARTE III. OBSERVACIONES DESDE EL ESPACIO</b> .....	<b>929</b>
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN .....	932
CAPÍTULO 2. PRINCIPIOS DE OBSERVACIÓN DE LA TIERRA DESDE EL ESPACIO .....	935
CAPÍTULO 3. INSTRUMENTOS DE TELEDETECCIÓN .....	985
CAPÍTULO 4. PROGRAMAS SATELITALES .....	1038
CAPÍTULO 5. OBSERVACIÓN DE VARIABLES GEOFÍSICAS DESDE EL ESPACIO .....	1066
ANEXO. CALIDAD ALCANZABLE DE LOS PRODUCTOS SATELITALES .....	1113
CAPÍTULO 6. CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN .....	1164
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	1171
CAPÍTULO 7. CUESTIONES TRANSECTORIALES .....	1173
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	1180



## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN .....	932
1.1 Perspectiva histórica.....	932
1.2 Escala espacial y temporal .....	932
1.3 Complementariedad de las mediciones efectuadas desde el espacio o en superficie ..	933

# **CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN**

## **1.1 PERSPECTIVA HISTÓRICA**

El 1 de abril de 1960 comenzó una nueva era para la meteorología con el lanzamiento del primer satélite de observación de televisión en infrarrojo (TIROS-1). Los sistemas meteorológicos, que hasta entonces se habían mostrado únicamente por medio de mapas sinópticos y observaciones desde aeronaves, podían apreciarse de un vistazo. Con las imágenes geoestacionarias del primer satélite de aplicaciones tecnológicas (ATS-1), lanzado el 6 de diciembre de 1966, la naturaleza evolutiva rápida de esos sistemas se hizo más patente. Se introdujo el término “predicción inmediata”, la primera aplicación de satélites meteorológicos.

En un principio, los datos obtenidos por satélite se utilizaban casi exclusivamente a los fines de la predicción inmediata. Inicialmente se aplicaron en el ámbito de la predicción numérica del tiempo, primero con el satélite Nimbus-3 (lanzado el 13 de abril de 1969), empleando datos de instrumentos experimentales para realizar perfiles verticales de la temperatura y la humedad atmosféricas y deduciendo los vientos del movimiento de las nubes a partir de secuencias de imágenes geoestacionarias.

El Primer Experimento Mundial del Programa de Investigación de la Atmósfera Global (GARP) (FGGE, 1979/1980) reunió por primera vez un sistema mixto de cuatro satélites geoestacionarios y dos satélites de órbita casi polar, que proporcionaban sondeos mundiales y cobertura de imágenes cuatro veces diarias e imágenes en latitudes bajas y medias a intervalos de media hora. Cabe destacar que, desde el inicio, además de apoyar las aplicaciones operativas, los satélites meteorológicos han permitido realizar avances en materia de comprensión de la dinámica de la atmósfera y del clima.

Impulsados por el alto valor económico de la exploración de los recursos terrestres y el control del ciclo vegetativo, se crearon nuevos programas satelitales que centraron la atención en la observación de la superficie terrestre. El Landsat-1, lanzado el 23 de julio de 1972, fue el primero de una serie de satélites de observación terrestre de alta resolución, y la cobertura de la serie del satélite de observación de la Tierra (SPOT), que empezó el 22 de febrero de 1986 con el SPOT-1, proporcionó imágenes a una resolución espacial de 10 a 20 m.

La exploración del océano comenzó con el lanzamiento de SeaSat, el 27 de junio de 1978, que marcó el inicio de la detección por microondas, tanto activa como pasiva, en todas las condiciones meteorológicas. Casi simultáneamente, el 24 de octubre de 1978, el Nimbus-7 empleó la detección pasiva por microondas y la vigilancia del color del océano. Tras las misiones de altimetría, dispersimetría y toma de imágenes de radar de apertura sintética del SeaSat, no se realizó ninguna misión de detección activa hasta el lanzamiento del primer satélite europeo de teledetección (ERS-1) el 17 de julio de 1991. La obtención de información sobre la radiación y la química atmosféricas se exploró inicialmente mediante varias misiones Nimbus. El satélite del balance de radiación de la tierra (ERBS), lanzado el 5 de octubre de 1984, marcó un hito para el estudio de la radiación de la Tierra. En el ámbito de la química atmosférica, un hito importante fue el satélite de investigación en la alta atmósfera (UARS), lanzado el 12 de septiembre de 1991.

## **1.2 ESCALA ESPACIAL Y TEMPORAL**

El concepto de Sistema Mundial de Observación cambió totalmente con la llegada de los satélites, por cuanto se beneficia del carácter complementario de las observaciones terrestres y espaciales. El componente espacial supone una oportunidad única de cobertura mundial ininterrumpida y ciclos de observación frecuentes. Una ventaja notable es la capacidad del sondeo atmosférico vertical sobre los océanos, lo que permite subsanar una gran limitación de observaciones para la predicción numérica del tiempo mundial. En las zonas continentales, las redes de observación se centran en las zonas pobladas, cuando, en realidad, la amplia mayoría

de superficies terrestres están relativamente deshabitadas, lo que quiere decir que han sido poco muestreadas. Además, resulta difícil integrar espacialmente algunas observaciones locales disponibles desde tierra (por ejemplo, los tipos de nubes).

Una de las principales diferencias entre las mediciones por satélite y en superficie es la integración en el espacio y el tiempo. Las mediciones por satélite integran la señal entrante en un campo visual instantáneo determinado por la necesidad de captar suficiente energía radiante para obtener la relación señal-ruido requerida. Las mediciones en superficie suelen estar relacionadas con puntos, pese a que, según la variable observada, la medición puede ser representativa de una zona más amplia o más pequeña. En la dimensión temporal, la situación se invierte: las mediciones por satélite son casi instantáneas, en función del movimiento del satélite o del tiempo disponible para obtener un píxel cuando se explora una imagen. Las mediciones en superficie suelen integrarse en cierto intervalo de tiempo para promediar fluctuaciones instantáneas. Estas diferencias dificultan más la comparación o combinación de mediciones por satélite y en superficie

### 1.3 **COMPLEMENTARIEDAD DE LAS MEDICIONES EFECTUADAS DESDE EL ESPACIO O EN SUPERFICIE**

Se reconoce que los satélites no están en condiciones de realizar todas las observaciones necesarias con la calidad de medición requerida. Por lo que respecta a algunas variables geofísicas, no existe ningún principio de teledetección. Para otras, la calidad de medición requerida solo puede obtenerse con información complementaria a partir de sistemas exactos de observación en superficie. Además, debido a que las mediciones por satélite a menudo son de una naturaleza indirecta (siendo la radiación la principal cantidad observada), las mediciones en superficie cumplen una función primordial para la validación de productos derivados de satélites.

Todavía hay esferas en que los sistemas exclusivamente terrestres pueden proporcionar mediciones de calidad aceptable. Sin embargo, aun en esos casos, los satélites pueden ser útiles para extender a nivel espacial las mediciones en tierra locales y dispersas. En particular, la práctica de asimilación permite transferir información sobre todas las variables geofísicas medidas por medio de técnicas diversas. Esto significa que las observaciones por satélite pueden realizar aportaciones al conocimiento de las variables geofísicas incluso cuando no se observen directamente desde el satélite, siempre que exista una sólida relación física entre esas variables. La utilización sinérgica de las observaciones en superficie y desde el espacio es fundamental para el Sistema mundial integrado de sistemas de observación de la Organización Meteorológica Mundial (WIGOS).

Nota: Para descripciones más detalladas de los programas e instrumentos satelitales, se puede consultar la base de datos en línea de la OMM sobre las capacidades de observación espacial: <http://www.wmo.int/oscar>.

---

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 2. PRINCIPIOS DE OBSERVACIÓN DE LA TIERRA DESDE EL ESPACIO .....	935
2.1 Órbitas y observación de la Tierra desde el espacio .....	935
2.1.1 Campo de visión del instrumento satelital .....	935
2.1.2 Período orbital, órbita geoestacionaria, ciclo de observación y ciclo de repetición .....	936
2.1.3 Precesión orbital, órbitas heliosincrónicas y órbitas de deriva .....	941
2.1.4 Órbitas elípticas .....	943
2.1.5 Lanzadores e inyección en órbita .....	945
2.2 Principios de teledetección .....	946
2.2.1 Espectro electromagnético e intervalos utilizados para la teledetección. ....	946
2.2.2 Leyes fundamentales de interacción entre la radiación electromagnética y la materia .....	950
2.2.3 Observaciones en las ventanas atmosféricas .....	953
2.2.3.1 Radiación ascendente .....	953
2.2.3.2 Mediciones en el intervalo del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta .....	954
2.2.3.3 Mediciones en el intervalo del infrarrojo de onda media y del infrarrojo térmico .....	955
2.2.3.4 Mediciones en el intervalo de microondas .....	956
2.2.4 Observaciones en bandas de absorción .....	959
2.2.4.1 Ecuación de transferencia radiativa .....	959
2.2.4.2 Extracción de perfiles .....	960
2.2.4.3 Sondeo del limbo .....	962
2.2.5 Detección activa .....	963
2.2.5.1 Radio ocultación .....	964
2.2.5.2 Radar .....	965
2.2.5.3 Lidar .....	970
2.3 Segmentos espaciales y terrenos .....	973
2.3.1 Segmento espacial .....	973
2.3.1.1 Servicios de plataforma .....	974
2.3.1.2 Sistemas de navegación y posicionamiento .....	974
2.3.1.3 Orientación y estabilización .....	975
2.3.1.4 Sistema de mantenimiento .....	976
2.3.1.5 Transmisión de datos .....	976
2.3.1.6 Servicios de transmisión de datos .....	978
2.3.2 Segmento terreno .....	978
2.3.2.1 Estación central de telemando de satélites y adquisición de datos mundiales .....	979
2.3.2.2 Centros de control de misiones y operaciones .....	979
2.3.2.3 Centros de procesamiento y archivo de datos .....	980
2.3.2.4 Distribución de datos y productos .....	980
2.3.2.5 Estaciones receptoras de usuarios .....	981
2.3.2.6 Niveles de procesamiento de productos .....	982

## CAPÍTULO 2. PRINCIPIOS DE OBSERVACIÓN DE LA TIERRA DESDE EL ESPACIO

El presente capítulo presenta un panorama general de la observación de la Tierra desde el espacio, incluidas sus posibles ventajas y limitaciones. En él se describen conceptos básicos relativos a las órbitas y las características de la observación de la Tierra desde el espacio, y se introducen los principios de la teledetección.

### 2.1 ÓRBITAS Y OBSERVACIÓN DE LA TIERRA DESDE EL ESPACIO

La Tierra puede observarse desde el espacio desde diversas órbitas en condiciones de visión diferentes. En esta sección se examinan las cuestiones siguientes:

- el campo de visión del instrumento satelital;
- el período orbital, la órbita geoestacionaria, el ciclo de observación y el ciclo de repetición;
- la precesión orbital, las órbitas heliosincrónicas y las órbitas de deriva;
- las órbitas elípticas;
- los lanzadores y la inyección en órbita.

#### 2.1.1 Campo de visión del instrumento satelital

La mayor ventaja de realizar observaciones desde una plataforma ubicada a bordo de un satélite y no en tierra o desde globos es el campo de visión (FOV) de gran potencial. Las plataformas de observación satelital suelen orbitar a una altura mínima de 400 km. A menudo orbitan a altitudes mucho más elevadas, algunas incluso hasta la órbita geoestacionaria (35 786 km). El campo de visión depende de la altura de la órbita, la configuración del instrumento y la aplicación prevista. Estos elementos pueden limitar el intervalo útil de los ángulos cenitales ( $\zeta$ ) desde los cuales se puede observar la Tierra. Si se define el campo de visión satelital como la distancia máxima del suelo observada potencialmente desde la altura del satélite en un ángulo cenital determinado, la relación ilustrada en la figura 2.1 puede expresarse como:

$$\text{FOV} = 2 R \delta \pi / 180 \quad \sin(\zeta - \delta) = \frac{R}{H + R} \sin \zeta \quad (2.1)$$

donde  $R = 6\,371$  km (radio de la Tierra),  $H =$  altura de la órbita en kilómetros, y  $\delta =$  ángulo geocéntrico en grados.

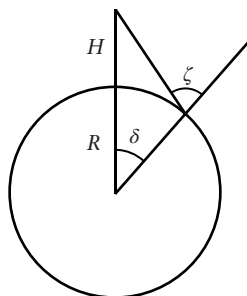


Figura 2.1. Campo de visión respecto del ángulo cenital  $\zeta$

**Cuadro 2.1. Campo de visión satelital potencial y ángulo geocéntrico correspondiente, como funciones de la altura del satélite y del ángulo cenital en que se observa el lugar de la Tierra**

Ángulo cenital para diversas aplicaciones	$H = 400 \text{ km}$		$H = 600 \text{ km}$		$H = 800 \text{ km}$		$H = 35\,786 \text{ km}$	
	Campo de visión	$\delta$	Campo de visión	$\delta$	Campo de visión	$\delta$	Campo de visión	$\delta$
$\zeta = 90^\circ$ (horizonte-horizonte)	4 401 km	19,79°	5 326 km	23,95°	6 076 km	27,32°	18 082 km	81,31°
$\zeta = 85^\circ$ (telecomunicaciones)	3 423 km	15,39°	4 322 km	19,43°	5 057 km	22,74°	16 978 km	76,34°
$\zeta = 70^\circ$ (uso cualitativo)	1 746 km	7,85°	2 405 km	10,82°	2 980 km	13,40°	13 752 km	61,84°
$\zeta = 60^\circ$ (uso cuantitativo)	1 207 km	5,43°	1 707 km	7,68°	2 157 km	9,70°	11 671 km	52,48°

En el cuadro 2.1 se presentan los valores del campo de visión satelital (en kilómetros), como una función de la altura de la órbita para valores típicos del ángulo cenital  $\zeta$ , así como el ángulo geocéntrico  $\delta$  correspondiente.

Es probable que un solo instrumento no pueda abarcar por completo el campo de visión potencial del satélite. Tanto el principio de detección como las propiedades tecnológicas de un instrumento pueden fijar un límite superior a su campo de visión. Por ejemplo, los altímetros de radar pueden funcionar solamente en una geometría nadiral y, por lo tanto, no tienen ningún campo de visión adecuado, excepto la ampliación del haz debida a la difracción. Los captadores de imágenes de muy alta resolución suelen tener un campo de visión en el intervalo de unas varias decenas de kilómetros, al igual que los radares de abertura sintética (SAR).

El movimiento del satélite permite al instrumento abarcar campos de visión sucesivos a lo largo de la órbita. Estos forman una banda de la superficie de la Tierra observada llamada franja. La franja puede centrarse en el sentido de la trayectoria subsatelital o paralelamente a esta, en el caso de los instrumentos de orientación lateral (por ejemplo, los SAR). Por diversas razones (señalamiento dirigible para emergencias, estereoscopia en relación con órbitas sucesivas, etc.), algunos instrumentos con franjas limitadas podrían inclinar la franja a un lado de la trayectoria en lo que se conoce como campo de referencia. La anchura de la franja es un componente transversal del campo de visión real del instrumento. No se ha definido la franja de instrumentos en órbita geostacionaria.

### 2.1.2 Período orbital, órbita geostacionaria, ciclo de observación y ciclo de repetición

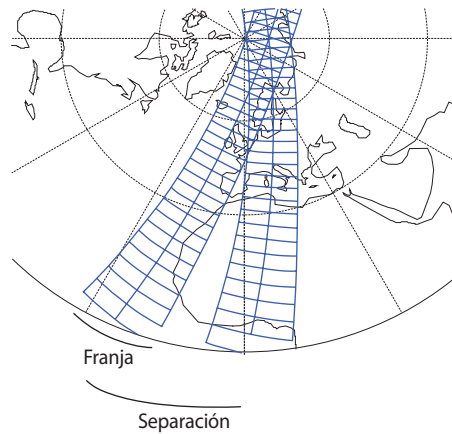
La altura de la órbita  $H$  determina el período orbital  $T$ . La relación es:

$$T = a \left( 1 + \frac{H}{R} \right)^{\frac{3}{2}} \quad (2.2)$$

donde  $a = 84,47 \text{ min}$  ( $T$  expresados en minutos).

La altura, que corresponde a un día sidéreo (23 horas 56 minutos y 4 segundos) es 35 786 km. Los satélites que orbitan a esta altura se denominan geosíncronos. La órbita se denomina geostacionaria si se halla en el plano ecuatorial y se desplaza hacia el este: el satélite parece estable con respecto a la superficie de la Tierra en el nadir del punto de proyección del satélite ecuatorial.

Para una órbita inclinada con respecto al plano ecuatorial, el satélite cruzará el ecuador a cierta longitud. Después de  $T$  minutos, habrá otra intersección ecuatorial en una longitud desplazada hacia el oeste por el número de grados que corresponde a la rotación de la Tierra en el período orbital. La diferencia de longitud (o distancia en el espacio) entre dos cruces sobre el ecuador



**Figura 2.2. Separación entre dos órbitas sucesivas y franja del instrumento**

sucesivos en la misma fase (descendente o ascendente) se denomina separación y, junto con la franja del instrumento, determina el tiempo necesario para una observación total de la superficie terrestre (cobertura de observación) (figura 2.2).

Si la anchura de la franja del instrumento equivale por lo menos a la de la separación, la cobertura facilitada por las dos órbitas contiguas es continua. Por lo tanto, el tiempo necesario para la cobertura mundial (ciclo de observación) dependerá de la relación entre la franja del instrumento y la separación.

En el cuadro 2.2 se indican el período y la separación correspondiente de los ejemplos de alturas de la órbita señaladas en el cuadro 2.1. Asimismo, se muestra el ciclo de observación correspondiente a las diversas franjas instrumentales. Esas franjas están relacionadas con el uso cualitativo y cuantitativo, esto es, a ángulos cenitales de  $70^\circ$  y  $60^\circ$ , respectivamente. El tiempo de observación se divide por dos en el caso de los instrumentos con capacidad de observación diurna y nocturna. No se citan ni la separación ni el ciclo de observación para  $H = 35\,786\text{ km}$  (altitud geoestacionaria).

**Cuadro 2.2. Período, separación y ciclo de observación de las órbitas indicadas en el cuadro 2.1**

Parámetro orbital	$H = 400\text{ km}$	$H = 600\text{ km}$	$H = 800\text{ km}$	$H = 35\,786\text{ km}$
Período $T$	92,6 min	96,7 min	100,9 min	23 h 56 min 4 s
Separación	2 570 km	2 690 km	2 800 km	0 km
Ciclo de observación para $\zeta = 70^\circ$ (solo de día)	35 h	27 h	23 h	Según el instrumento
Ciclo de observación para $\zeta = 60^\circ$ (solo de día)	51 h	38 h	31 h	Según el instrumento
Ciclo de observación para $\zeta = 70^\circ$ (día y noche)	18 h	13 h	11 h	Según el instrumento
Ciclo de observación para $\zeta = 60^\circ$ (día y noche)	26 h	19 h	16 h	Según el instrumento

En el caso de un satélite geoestacionario, que observa continuamente la misma zona de la superficie terrestre, el ciclo de observación está determinado únicamente por las características del instrumento y puede durar unos pocos minutos o menos, según la zona explorada. En su zona de cobertura satelital, la observación geoestacionaria es idónea para la vigilancia continua, como la que se necesita, por ejemplo, para detectar fenómenos instantáneos como los rayos, o para el muestreo temporal de alta frecuencia de situaciones en rápida evolución, como la



**Cuadro 2.3. Ciclo de repetición y principal subciclo de algunas órbitas**

Altura de la órbita	Órbitas heliosincrónicas					Órbitas no heliosincrónicas
	909 km (p. ej., Landsat 1-3)	705 km (p. ej., Landsat 4-8)	832 km (p. ej. SPOT)	791 km (p. ej. Envisat)	820 km (p. ej. Metop)	1 336 km (p. ej. JASON)
Período	103,2 min	98,9 min	101,5 min	100,6 min	101,3 min	112,4 min
Núm. órbitas/día	13 + 17/18	14 + 9/16	14 + 5/26	14 + 11/35	14 + 6/29	12 + 7/10 <sup>a</sup>
Ciclo	18 días	16 días	26 días	35 días	29 días	10 días <sup>a</sup>
Revoluciones/ ciclo	251	233	369	501	413	127
Subciclo(s) principal(es)	1 día	7 días, 2 días	5 días	16 días, 3 días	5 días	3 días <sup>a</sup>

Nota:

a En el caso de la Red conjunta de oceanografía por satélite altimétrico (JASON), que no es heliosincrónica, las cifras se refieren a una duración del día de 23 horas 48 minutos, esto es, 0,991 56 de lo que dura un día solar.

convección activa. No obstante, la cobertura excluye latitudes muy altas o lugares muy alejados del punto de proyección del satélite. En el cuadro 2.1 se indica que  $\delta = 81,31^\circ$  es el ángulo geocéntrico máximo.

En el caso de un satélite no geoestacionario se dice que la órbita tiene un ciclo de repetición si pasa por encima de la misma trayectoria exactamente después de un número determinado de revoluciones. Durante el plazo de tiempo de un ciclo de repetición, la trayectoria del satélite puede variar de día en día, de acuerdo con un esquema determinado que puede mostrar ciertas periodicidades conocidas como subciclos. Algunos subciclos pueden ser de interés porque se observan zonas distintas relativamente cercanas unas de otras en intervalos de tiempo cortos; otros subciclos también podrían ser de interés, ya que las zonas abarcadas son adyacentes en el espacio.

Si se trata de una órbita heliosincrónica (véase la sección 2.1.3), la existencia de un ciclo de repetición indica que un número entero de revoluciones puede completarse en exactamente un número entero de días. El período orbital determina el número de órbitas,  $N$ , que realiza el satélite en 24 horas, que normalmente no es un valor entero. A fin de obtener un ciclo de repetición de  $m$  días, se adapta el período orbital a fin de garantizar que  $N$  por  $m$  sea un valor entero.  $N$  se expresa luego de la forma siguiente, donde  $n$  y  $\ell$  son, respectivamente, el cociente y el residuo de la división entera de " $N \cdot m$ " por  $m$ :

$$N = n + \ell/m \quad (2.3)$$

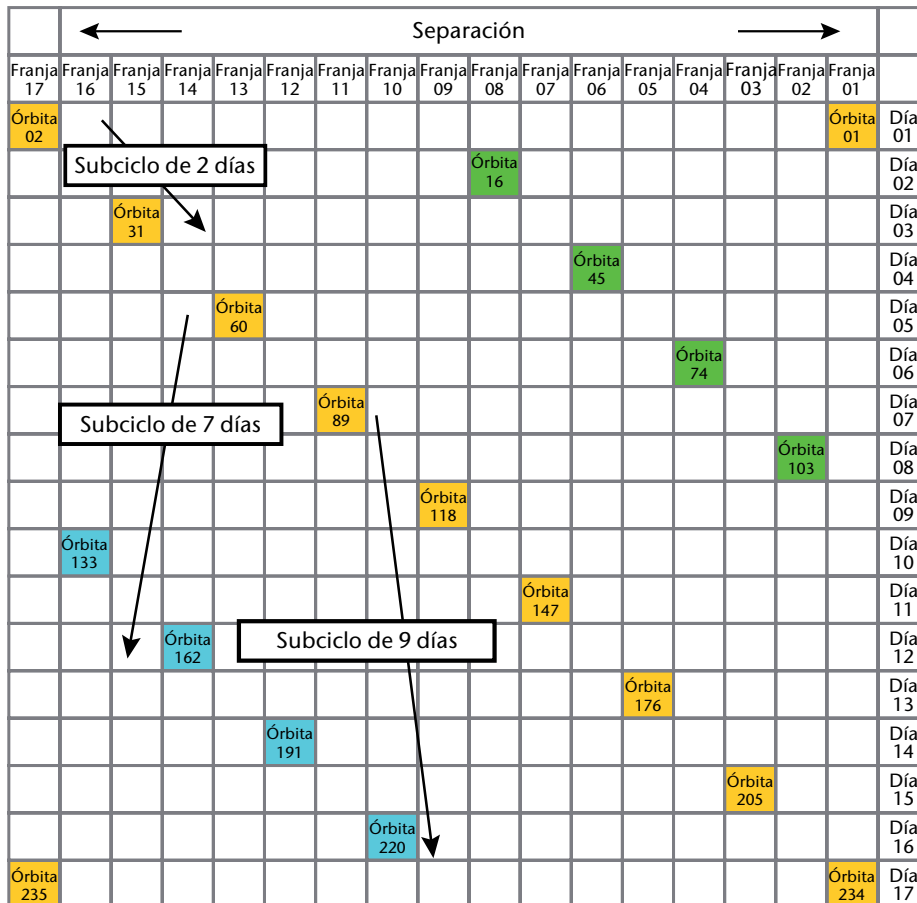
donde  $n$ ,  $\ell$  y  $m$  son valores enteros ( $\ell < m$ ).

La ecuación 2.3 también se aplica a las órbitas heliosincrónicas. No obstante, en esos casos, el ciclo de repetición  $m$  ya no se expresa en días solares de 24 horas, sino que debe responder a una ligera corrección debida a la deriva de la órbita. En el cuadro 2.3 se proporcionan ejemplos de ciclos de repetición y de los principales subciclos de algunas órbitas.

Una órbita con un ciclo de repetición es una característica necesaria cuando debe observarse una zona determinada a intervalos fijos en condiciones idénticas. Este es el caso de las mediciones altimétricas para la aplicación geodésica, o de los captadores de imágenes de observación terrestre de alta resolución, utilizados para detectar las variaciones locales.

Los ciclos de repetición pueden ser útiles cuando la franja del instrumento es considerablemente más estrecha que la separación y cuando no se puede alcanzar cobertura mundial en un solo día.





**Figura 2.4. Evolución esquemática de la trayectoria de la órbita del Landsat actual en un ciclo de repetición ( $N = 14 + 9/16$ , ciclo de repetición: 16 días, 233 revoluciones/ciclo). Se muestran tres subciclos: uno de siete días (hacia el oeste), el ciclo principal, en que se realizan las observaciones más cercanas en el espacio; uno de dos días (hacia el este), para observaciones más próximas en el tiempo, y uno de nueve días (hacia el este), de escaso interés, la suma de los dos anteriores.**

del Océano y de la Atmósfera (NOAA) y de los satélites meteorológicos operativos (Metop) tienen un subciclo de cinco días, como se indica en la figura 2.5 por lo que respecta a esos satélites.

Los ciclos de repetición y los subciclos convienen por diversos motivos, pero también deberían tenerse en cuenta algunas desventajas:

- Si la franja del instrumento es demasiado estrecha con respecto a la separación y al número de pasos orbitales durante el ciclo de repetición, habrá zonas que nunca se observarán. Un caso extremo es un instrumento que apunta al nadir únicamente, como un altímetro.
- Con la secuencia diaria de observaciones desde una órbita del ciclo de repetición se pueden introducir errores sistemáticos de muestreo en las observaciones (una longitud de onda falsa correspondiente a un ciclo de repetición o subciclos).
- El mantenimiento de los ciclos y subciclos de repetición exige sistemas de control de órbitas satelitales costosos.

Por lo tanto, si todos los instrumentos a bordo tienen una franja lo suficientemente ancha, por lo general no se aplicará un ciclo o subciclo de repetición.

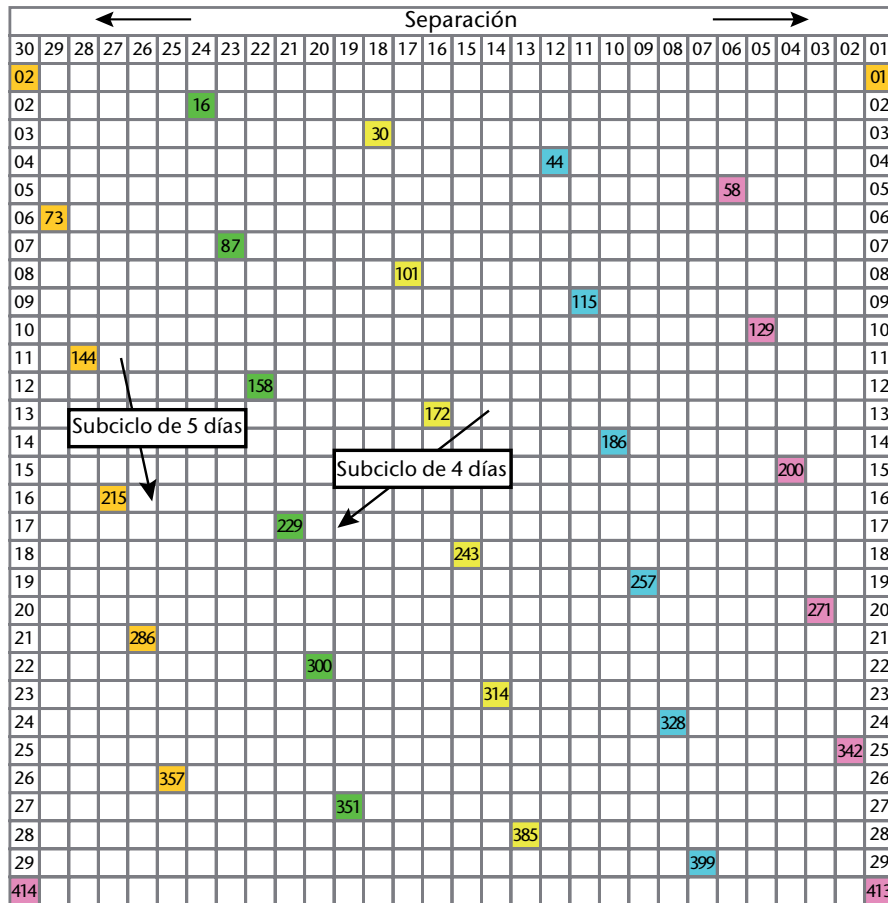


Figura 2.5. Evolución esquemática de la trayectoria de la órbita del Metop ( $N = 14 + 6/29$ , ciclo de repetición: 29 días, 412 revoluciones/ciclo). Se muestran dos subciclos: uno de cinco días (hacia el este), el ciclo principal, en que se realizan las observaciones más próximas en el espacio, y uno de cuatro días (de este a oeste), para observaciones ligeramente más próximas en el tiempo.

2.1.3 **Precesión orbital, órbitas heliosincrónicas y órbitas de deriva**

El plano orbital puede estar en el plano ecuatorial de la Tierra o estar inclinado en  $\epsilon$  grados (véase la figura 2.6).

Cuando  $\epsilon = 90^\circ$ , el satélite sigue una línea meridiana y la órbita es polar. Esto es idóneo para observar la superficie de la Tierra de polo a polo.

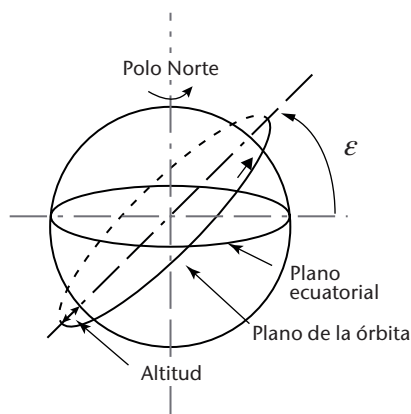
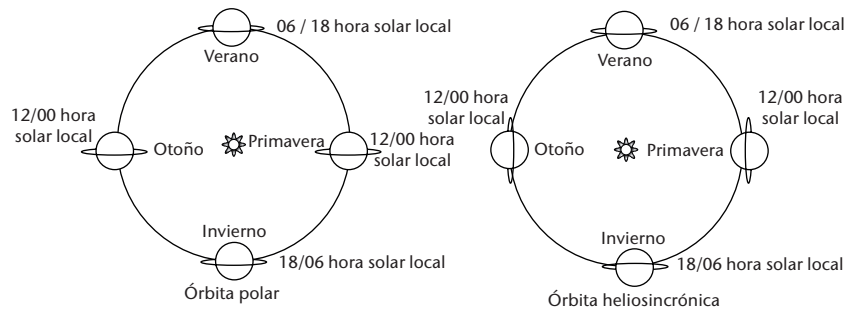


Figura 2.6. Definición de órbita inclinada



**Figura 2.7. Izquierda: órbita polar pura con hora solar local cambiante a lo largo del año; derecha: órbita heliosincrónica con hora solar local fija a lo largo del año**

El campo gravitatorio sobre el satélite es perpendicular a la superficie geopotencial a la altitud satelital, que es ligeramente elipsoidal, como el geode. Si  $\epsilon \neq 90^\circ$ , el efecto de estas fuerzas es una precesión del plano orbital alrededor del eje polar. La razón de precesión  $\alpha$  se calcula como sigue:

$$\alpha = -10,02 \cos \epsilon \left(1 + \frac{H}{R}\right)^{-\frac{7}{2}} \quad (\text{grados/día}) \tag{2.4}$$

Para una órbita puramente polar ( $\epsilon = 90^\circ$ ), la razón de precesión es por consiguiente cero. El plano orbital tiene una orientación invariante con respecto a las estrellas fijas. Sin embargo, ya que la Tierra gira alrededor del Sol durante un año, las condiciones de iluminación de la superficie que observa el satélite cambian cada día en  $360/365$  grados, esto es, 59 minutos. Una zona observada a la luz del día a las 12.00 horas en el día  $t_0$  se observará al amanecer en el día  $t = t_0 + 3$  meses (figura 2.7, ilustración izquierda). Para las mediciones a la luz del día, ello implicaría condiciones diferentes de observación día tras día, con tiempos de observación según la estación. En particular, cuando la dirección Tierra-Sol pasa a ser perpendicular al plano orbital, la iluminación al amanecer y anochecer imposibilita la realización de muchas mediciones.

La inclinación orbital  $\epsilon$  puede fijarse de tal modo que la razón de precesión corresponda exactamente a la revolución anual de la Tierra alrededor del Sol. Al imponer el valor  $\alpha = 360/365$  (grado/día) en la ecuación 2.4, se observa que la inclinación  $\epsilon_0$  debe satisfacer:

$$\cos \epsilon_0 = -0,0988 \left(1 + \frac{H}{R}\right)^{\frac{7}{2}} \tag{2.5}$$

Las órbitas que cumplen esta condición se conocen como heliosincrónicas. El valor negativo de  $\epsilon_0$  indica que la órbita es retrógrada con respecto a la rotación de la Tierra. La hora solar local de las zonas que sobrevuela el satélite a una latitud determinada es constante todo el año (figura 2.7, ilustración derecha). En el cuadro 2.4 se indican los valores  $\epsilon_0$  de un número de órbitas heliosincrónicas, como una función de la altura de la órbita.

**Cuadro 2.4. Valores de inclinación de las órbitas heliosincrónicas como una función de la altura de la órbita**

400 km	600 km	800 km	1 000 km	1 200 km	1 400 km
97,02°	97,78°	98,60°	99,47°	100,41°	101,42°

Cabe destacar que la desviación del eje polar aumenta con la altura de la órbita. Esto es una desventaja para las órbitas heliosincrónicas: es probable que no puedan observarse los polos a menos que la franja del instrumento sea lo suficientemente ancha. Sin embargo, para alturas de órbita relativamente bajas, el plano orbital es casi polar.

La característica más importante de una órbita heliosincrónica, la hora solar local fija, puede ser una desventaja para ciertos tipos de mediciones. La observación de los fenómenos de variación

diurna (por ejemplo, las nubes convectivas, la precipitación, el balance de radiación o el nivel del mar afectado por la marea astronómica) desde un satélite heliosincrónico (es decir, a una hora solar local fija) arroja muestreos sesgados.

En general, los satélites para la meteorología operativa, la observación terrestre y la oceanografía, salvo para la altimetría de calidad geodésica, utilizan una órbita heliosincrónica. Para las misiones científicas que se centran en procesos afectados por la variación diurna, que requieren muestreos sin errores, se preferirán órbitas no heliosincrónicas (de deriva).

#### 2.1.4 Órbitas elípticas

Las secciones anteriores se aplican a las órbitas circulares, que son de lejos las más utilizadas para la observación de la Tierra, en particular, lo relativo a las órbitas heliosincrónicas y geoestacionarias. Sin embargo, tanto los satélites en órbita terrestre baja casi polar como las órbitas geoestacionarias tienen varias limitaciones.

Un satélite en órbita terrestre baja casi polar proporciona cobertura mundial, aunque escasa. Aun cuando la franja del instrumento fuese tan ancha como la separación, proporcionando, por consiguiente, cobertura contigua por órbitas consecutivas, un satélite puede abarcar toda la superficie de la Tierra como máximo dos veces por día (o incluso una vez al día, si la detección se realiza o bien solamente a la luz del día o solamente de noche). Si se requiere mayor cobertura mundial, será necesario contar con más satélites en planos orbitales complementarios (véase el cuadro 2.5).

**Cuadro 2.5. Número de satélites en órbita terrestre baja necesarios para completar un ciclo de observación requerido (altura supuesta  $H = 800$  km)**

Franja del instrumento	Capacidad de observación	Ciclo de observación requerido						
		24 h	12 h	8 h	6 h	3 h	2 h	1 h
2 800 km	Solo a la luz del día	1 sat	2 sat	3 sat	4 sat	8 sat	12 sat	24 sat
	Noche y día	0,5 sat	1 sat	1,5 sat	2 sat	4 sat	6 sat	12 sat
1 400 km	Solo a la luz del día	2 sat	4 sat	6 sat	8 sat	16 sat	24 sat	48 sat
	Noche y día	1 sat	2 sat	3 sat	4 sat	8 sat	12 sat	24 sat

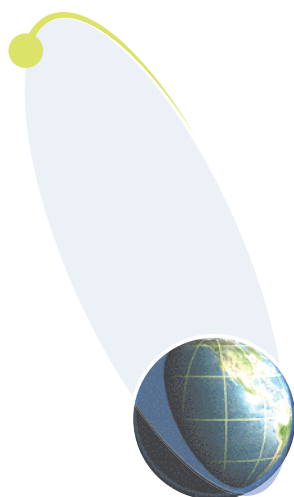
Del cuadro 2.5 se desprende con claridad que cualquier ciclo de observación de, por ejemplo, menos de 3 horas, sería extremadamente exigente, ya que necesitaría una constelación de satélites en órbita terrestre baja en órbitas coordinadas.

La cobertura mejora considerablemente en latitudes altas (véase la figura 2.2). Por ejemplo, la cobertura se duplica con mayor frecuencia a  $60^\circ$  de latitud que en el ecuador. En las regiones polares, la frecuencia de cobertura se aproxima al período orbital  $T$  (esto es,  $\sim 100$  minutos) o es subhoraria cuando hay más satélites.

Se puede obtener un ciclo de observación más corto si se deja de lado la característica heliosincrónica y se adopta una inclinación más baja, pero entonces la cobertura deja de ser global. Las órbitas de inclinación baja se utilizan para vigilar las zonas intertropicales.

Las órbitas geoestacionarias permiten realizar observaciones a una frecuencia que solo se ve limitada por el instrumento. No obstante, se necesita una constelación de unos seis satélites alrededor del ecuador para abarcar todos los sectores de longitud hasta una latitud de por lo menos  $55^\circ$ , y las latitudes más altas no pueden abarcarse.

Algunas de estas limitaciones pueden corregirse utilizando una órbita elíptica. En una órbita elíptica, la velocidad del satélite varía a lo largo de la órbita: es mínima alrededor del apogeo, lo que amplía el tiempo disponible para obtener mediciones de la zona sobrevolada. Las órbitas



**Figura 2.8. La órbita Molniya**

elípticas suelen optimizarse para fines específicos, en particular para las ciencias espaciales, por ejemplo, para reunir mediciones *in situ* hasta altitudes muy elevadas pasando físicamente por la ionosfera y la plasmasfera.

Uno de los problemas de las órbitas elípticas es que, dado que el argumento del perigeo se ve afectado por la perturbación secular, el apogeo ocurre en latitudes que varían con el tiempo. La perturbación secular puede compensarse si la inclinación orbital es  $\varepsilon = \sin^{-1} (4/5)^{1/2} \approx 63,4^\circ$ . En ese caso, el área del apogeo donde habita el satélite la mayor parte del tiempo es estable. En esa posición, pueden realizarse mediciones con mucha frecuencia, de manera casi geoestacionaria.

Se han utilizado dos órbitas de este tipo para satélites de telecomunicaciones y se prevé su uso para observaciones de la Tierra: Molniya (figura 2.8), de un período de 12 horas y un apogeo en 39 800 km, y Tundra, de un período de 24 horas y un apogeo en 48 300 km. En la órbita Molniya, el satélite es casi geoestacionario durante aproximadamente 8 horas de un período de 12 horas; mientras que en la órbita Tundra lo es durante aproximadamente 16 horas de un período de 24 horas.

Las órbitas Molniya y Tundra solo abarcan un hemisferio. Además, el área de observación casi geoestacionaria de 8 o 12 horas se centra en una hora solar local específica. En caso de que deba efectuarse una cobertura las 24 horas del día de todas las latitudes superiores a  $60^\circ$ , se deberán utilizar tres satélites de órbita Molniya o dos de órbita Tundra. Una variante interesante es la órbita de tres apogeos, de un período de 16 horas y un apogeo a 43 500 km. En el cuadro 2.6 se presentan las principales características de las órbitas Molniya y Tundra. En la posición de apogeo, de utilidad para el muestreo frecuente, la altura del satélite excede la altura de la órbita geoestacionaria.

**Cuadro 2.6. Principales características de las órbitas Molniya y Tundra (las alturas del apogeo y perigeo pueden, en cierta medida, adaptarse a las necesidades)**

Tipo de órbita	Inclinación	Período	Apogeo	Perigeo	Cobertura (de un satélite)	Satélites para la cobertura hemisférica
Molniya	$63,4^\circ$	12 h	~39 800 km	~1 000 km	Visible en dos posiciones durante ~8 h	3
Tundra	$63,4^\circ$	24 h	~48 300 km	~24 000 km	Visible en una posición durante ~16 h	2



### 2.1.5 Lanzadores e inyección en órbita

Los satélites son inyectados en órbita por un lanzador, que debe cumplir las funciones siguientes:

- Recibir el satélite en el carenado, donde se garantizan las funciones vitales del satélite. Cuando está en el carenado, el satélite se conserva en una configuración compacta, a fin de minimizar la ocupación de volumen y protegerlo contra los efectos de la aceleración.
- Atraer el satélite a la órbita. Con el fin de minimizar la masa total que llega a altitudes elevadas, por lo general el lanzador se estructura por fases. La primera, que es la más pesada, ya que debe proporcionar la máxima propulsión para el despegue, se separa al inicio. A una altura adecuada, se lanza el carenado. Una o dos fases más se lanzan y separan en orden.
- Lanzar el satélite. En el caso de satélites en órbitas circulares terrestres bajas, el lanzador inyecta el satélite directamente en la órbita final. En el caso de órbitas elípticas, el lanzador expulsa el satélite en el perigeo y facilita una última aceleración para obtener la energía correspondiente a la órbita prevista.

Cuando alcanza la órbita, el satélite despliega paneles solares y comienza a realizar operaciones autónomas. Una de las operaciones consiste en alcanzar la órbita final activando su sistema de propulsión. En el caso de una órbita geoestacionaria, el satélite se lanza a un perigeo en una órbita elíptica, con un apogeo en 35 786 km, y está dotado con un motor de apogeo. El motor, que utiliza propulsores sólidos, híbridos o, más frecuentemente, líquidos (motor de apogeo líquido), se lanza al apogeo con el fin de proporcionar la aceleración necesaria para redondear la órbita (véase la figura 2.9).

Lanzar un satélite es complejo y costoso. A fin de optimizar la rentabilidad, a menudo se lanzan varios satélites a la vez. En este caso, se extiende la última fase para inyectar los diversos satélites a horas distintas con el fin de separar las órbitas. Los sistemas de propulsión de plataforma respectivos realizarán en adelante la transferencia a las órbitas finales.

Las constelaciones de minisatélites, cuyos lanzamientos individuales serían considerablemente costosos, son un buen ejemplo de la utilidad de los lanzamientos múltiples. Una estrategia de lanzamiento efectiva es la conocida como configuración Walker Delta. La inclinación orbital  $\varepsilon$  de todos los satélites debe ser la misma. O bien el lanzador expulsa los satélites a diferentes altitudes o los sistemas de propulsión de los satélites los distribuyen a distintas altitudes. Por lo tanto, cada órbita tendrá una razón de precesión distinta, conforme a la ecuación 2.4, y podrán diferenciarse las fases orbitales con el transcurso del tiempo. Cuando las órbitas de todos los satélites están espaciadas adecuadamente, los sistemas de propulsión de la plataforma los conducirán a la

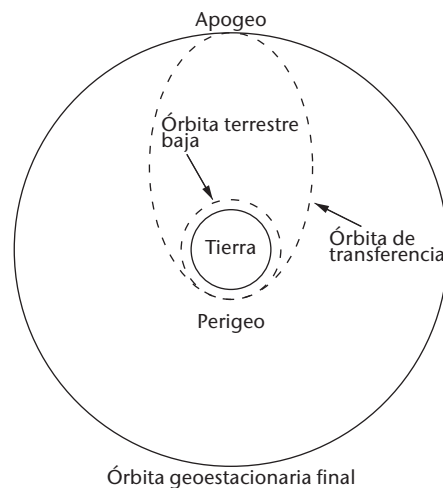


Figura 2.9. Nivel de la órbita geoestacionaria

altura  $H$  deseada. La ecuación 2.4 muestra que, en la práctica, la estrategia funciona bien para inclinaciones y altitudes relativamente bajas; de lo contrario, el tiempo necesario para desplegar los satélites se prolonga demasiado. Por ejemplo, el Sistema de observación en constelación para meteorología, ionosfera y clima (COSMIC) (seis satélites,  $H = 800$  km,  $\varepsilon = 71^\circ$ ) tardó un año en lanzarse.

## 2.2 PRINCIPIOS DE TELEDETECCIÓN

La observación de la Tierra desde el espacio se realiza principalmente mediante la explotación de la radiación electromagnética. Las mediciones *in situ* a nivel de plataforma (del campo gravitatorio, el campo magnético, el campo eléctrico y la densidad cargada de partículas en el viento solar) son algunas de las excepciones. La presente sección se ocupa de la teledetección de la Tierra y en ella se examina lo siguiente:

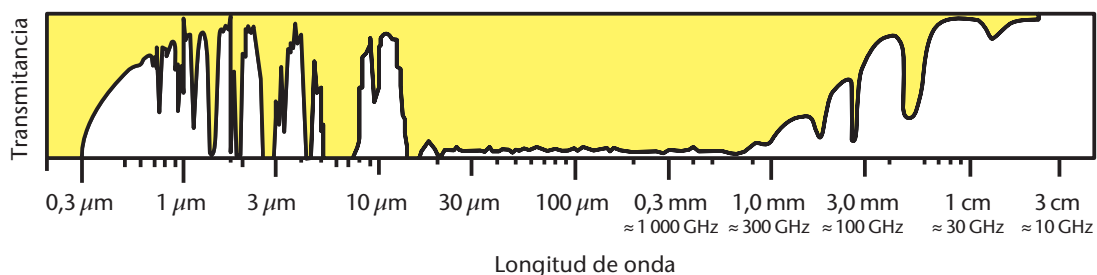
- el espectro electromagnético y los intervalos utilizados para la teledetección;
- las leyes fundamentales de interacción entre la radiación electromagnética y la materia;
- las observaciones en las ventanas atmosféricas;
- las observaciones en las bandas de absorción;
- el sondeo del limbo y la radio ocultación;
- la detección activa.

### 2.2.1 Espectro electromagnético e intervalos utilizados para la teledetección

El espectro de radiación electromagnética, tal como se observa desde el espacio (con visión al nadir), se ilustra en la figura 2.10. El intervalo mostrado ( $0,2 \mu\text{m}$  a  $3$  cm (o  $10$  GHz)), abarca todo lo que se utiliza para la teledetección desde el espacio. La variación de longitud de onda obedece a la atmósfera interpuesta, con transmisividad que va desde 1 (ventana atmosférica) hasta 0 (opacidad completa debida a la absorción atmosférica total).

En el cuadro 2.7 se proporcionan definiciones de las subdivisiones del espectro generalmente aceptadas, aunque no normalizadas. Además de la longitud de onda  $\lambda$  y frecuencia  $\nu$  comúnmente utilizadas, el número de onda  $\nu^*$ , mayormente utilizado en espectroscopía, también se incluye.

En el cuadro 2.8, se presenta una subdivisión más precisa del intervalo de microondas y del infrarrojo lejano próximo, utilizada en radares pero también, por extensión, para la radiometría pasiva.



**Figura 2.10.** Espectro (transmisividad) de la radiación electromagnética observado desde el espacio con visión al nadir. Intervalo:  $0,2 \mu\text{m}$  a  $3$  cm

**Cuadro 2.7. Bandas del espectro electromagnético utilizadas para la teledetección**

	<i>Subdivisión del espectro</i>	<i>Longitud de onda <math>\lambda</math></i>	<i>Número de onda <math>\nu^* = 1/\lambda</math></i>	<i>Frecuencia <math>\nu = c/\lambda</math></i>
UV	Ultravioleta	0,01-0,38 $\mu\text{m}$	26 320-1 000 000 $\text{cm}^{-1}$	
B	Azul	0,436 $\mu\text{m}$	22 935 $\text{cm}^{-1}$	
G	Verde	0,546 $\mu\text{m}$	18 315 $\text{cm}^{-1}$	
R	Rojo	0,700 $\mu\text{m}$	14 285 $\text{cm}^{-1}$	
VIS	Visible	0,38-0,78 $\mu\text{m}$	12 820-26 320 $\text{cm}^{-1}$	
NIR	Infrarrojo cercano	0,78-1,30 $\mu\text{m}$	7 690-12 820 $\text{cm}^{-1}$	
VNIR	Visible e infrarrojo cercano (VIS + NIR)	0,38-1,3 $\mu\text{m}$	7 690-26 320 $\text{cm}^{-1}$	
SWIR	Infrarrojo de onda corta	1,3-3,0 $\mu\text{m}$	3 330-7 690 $\text{cm}^{-1}$	
SW	Onda corta	0,2-4,0 $\mu\text{m}$	2 500-50 000 $\text{cm}^{-1}$	
LW	Onda larga	4-100 $\mu\text{m}$	100-2 500 $\text{cm}^{-1}$	
MWIR	Infrarrojo de onda media	3,0-6,0 $\mu\text{m}$	1 665-3 330 $\text{cm}^{-1}$	
TIR	Infrarrojo térmico	6,0-15,0 $\mu\text{m}$	665-1 665 $\text{cm}^{-1}$	
IR	Infrarrojo (MWIR + TIR)	3-15 $\mu\text{m}$	665-3 330 $\text{cm}^{-1}$	
FIR	Infrarrojo lejano	15 $\mu\text{m}$ -1 mm	10-665 $\text{cm}^{-1}$	300-20 000 GHz
Sub-mm	Onda submilimétrica (parte del FIR)	0,1-1 mm	10-100 $\text{cm}^{-1}$	300-3 000 GHz
Mm	Onda milimétrica (parte de la MW)	1-10 mm	1-10 $\text{cm}^{-1}$	30-300 GHz
MW	Microonda	0,1-30 cm	0,033-10 $\text{cm}^{-1}$	1-300 GHz

El espectro general que se indica en la figura 2.10 comprende cinco regiones distintas con características bastante diferentes.

En la región ultravioleta, la absorción atmosférica es fuerte, sobre todo debido a los principales componentes del aire (nitrógeno ( $\text{N}_2$ ) y oxígeno ( $\text{O}_2$ )) y los gases traza (de los cuales el ozono ( $\text{O}_3$ ) es el más importante). La superficie terrestre no puede observarse en esa región espectral. La fuente de radiación de la teledetección consta de radiación solar reflejada.

**Cuadro 2.8. Bandas utilizadas en la tecnología radárica (de acuerdo con la Sociedad Estadounidense de Fotogrametría y Teledetección)**

<i>Banda</i>	<i>Intervalo de frecuencia</i>	<i>Intervalo de longitud de onda</i>
P	220-390 MHz	77-136 cm
UHF	300-1 000 MHz	30-100 cm
L	1-2 GHz	15-30 cm
S	2-4 GHz	7,5-15 cm
C	4-8 GHz	3,75-7,5 cm
X	8-12,5 GHz	2,4-3,75 cm
$K_u$	12,5-18 GHz	1,67-2,4 cm
K	18-26,5 GHz	1,1-1,67 cm
$K_a$	26,5-40 GHz	0,75-1,18 cm
V	40-75 GHz	4,0-7,5 mm
W	75-110 GHz	2,75-4,0 mm

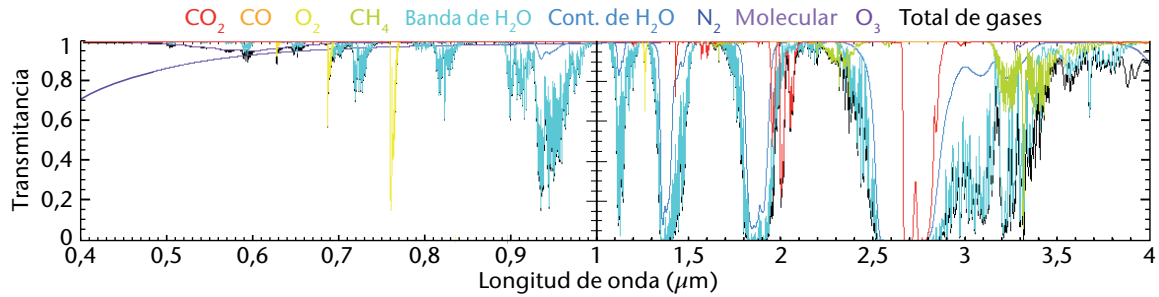


Figura 2.11. Espectro atmosférico en el intervalo de 0,4 a 4,0  $\mu\text{m}$ . Comprende varias ventanas y bandas de absorción de monóxido de carbono (CO, a unos 2,3  $\mu\text{m}$ ), dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ , a unos 1,6, 2,1 y 2,8  $\mu\text{m}$ ), metano ( $\text{CH}_4$ , a unos 2,3 y 3,4  $\mu\text{m}$ ), varias bandas de oxígeno ( $\text{O}_2$ , principalmente a unos 0,77  $\mu\text{m}$ ), algunas de nitrógeno ( $\text{N}_2$ ) y ozono ( $\text{O}_3$ ), así como muchas bandas importantes de vapor de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ , principalmente a 0,94, 1,13, 1,37, 1,8 y 2,7  $\mu\text{m}$ ). Asimismo, se muestra el continuum molecular, que impide el uso del ultravioleta para la detección de la superficie terrestre y de la baja atmósfera desde el espacio.

Las regiones del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, de 0,4 a 3  $\mu\text{m}$  y, en algunos casos, de hasta 4  $\mu\text{m}$ , pueden detectarse por medio de radiación solar reflejada. Este intervalo comprende varias regiones transparentes (ventanas) y muchas bandas de absorción (véase la figura 2.11).

En las regiones del infrarrojo de onda media y del infrarrojo térmico, de 4 a 15  $\mu\text{m}$ , la fuente de radiación consta de la emisión térmica de la superficie terrestre y la atmósfera, principalmente generada por el vapor de agua y por la absorción y emisión de dióxido de carbono. Estos son factores importantes que favorecen el efecto invernadero. Esta emisión térmica combinada con la principal ventana atmosférica permite que se mantenga el equilibrio térmico del planeta en valores aceptables (véase la figura 2.12).

La siguiente región espectral, del infrarrojo lejano, de 15  $\mu\text{m}$  a 1 mm (o 300 GHz), es completamente opaca debido al continuum de vapor de agua. En esa región, que es difícil de explorar debido a la falta de técnicas de detección eficientes, hay líneas de absorción de diversos

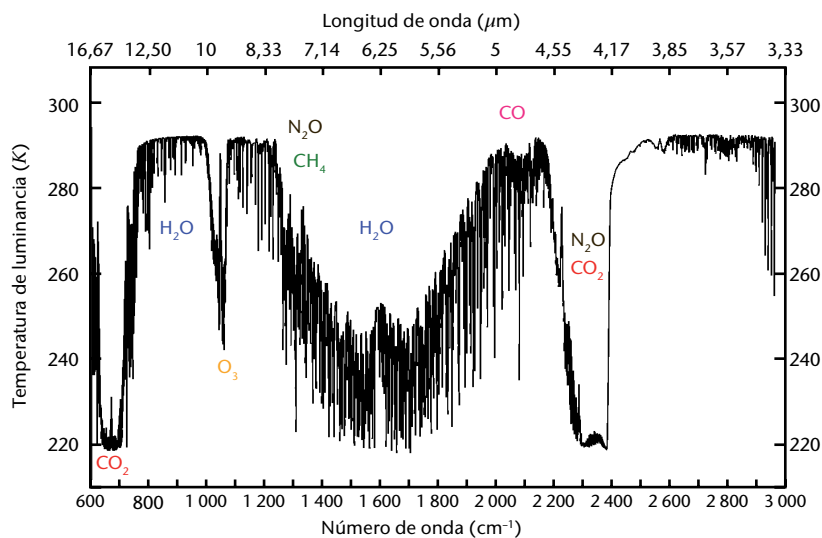
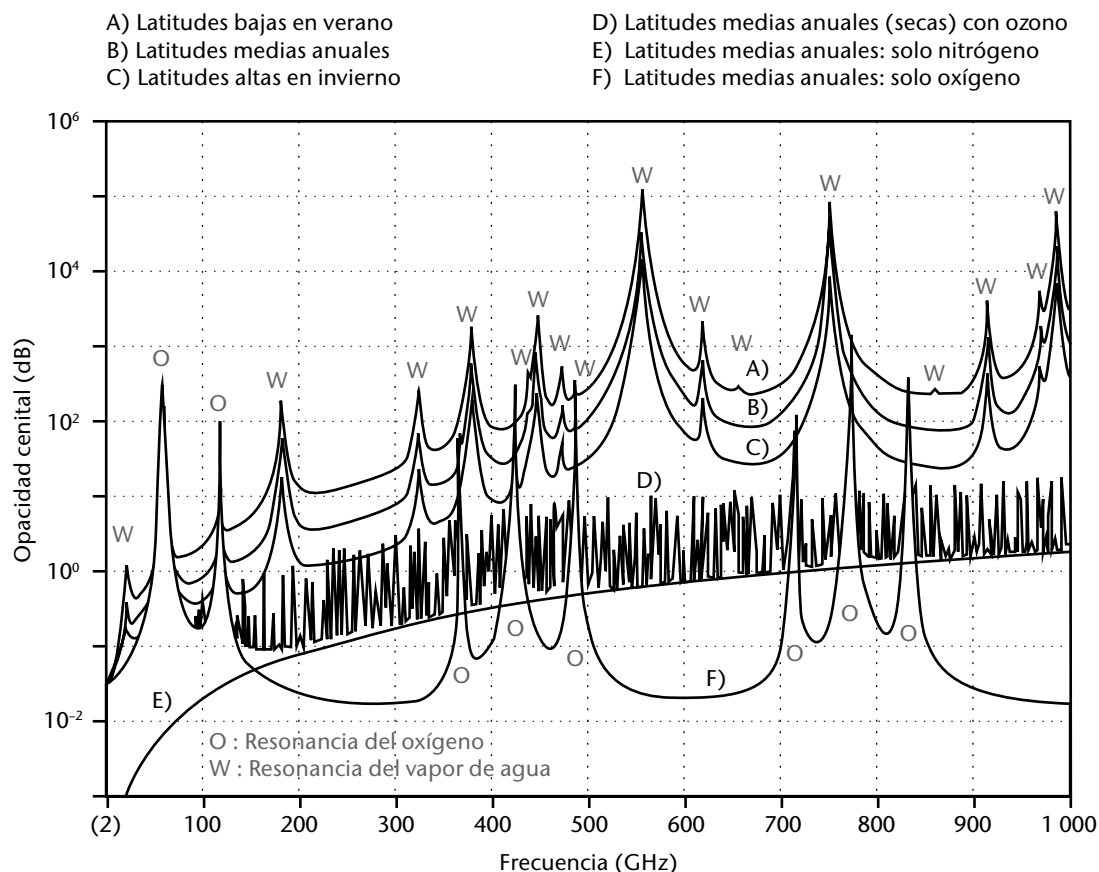


Figura 2.12. Espectro atmosférico en el intervalo de 3,33 a 16,67  $\mu\text{m}$ . Las principales ventanas atmosféricas se encuentran en los intervalos de 3,7 a 4,0 y de 10 a 12  $\mu\text{m}$ . Existen bandas de absorción anchas de  $\text{H}_2\text{O}$  y  $\text{CO}_2$ . Otros elementos son: el  $\text{O}_3$  (a unos 9,7  $\mu\text{m}$ ), el  $\text{CH}_4$  (a unos 7,7  $\mu\text{m}$ ), el CO (a unos 4,6  $\mu\text{m}$ ) y el  $\text{N}_2\text{O}$  (a unos 4,5 y 7,7  $\mu\text{m}$ ).



**Figura 2.13.** Espectro atmosférico en el intervalo de 2 a 1 000 GHz. La característica predominante es el continuum de vapor de agua, cuya opacidad se intensifica a medida que aumenta la frecuencia en el intervalo del infrarrojo lejano. Ello impide la observación de la superficie terrestre en frecuencias altas desde el espacio. Las líneas invasoras del ozono también dominan el espectro. Las características más útiles son las bandas de oxígeno (a unos 57, 118, 388, 424, 487 GHz y superiores), que se emplean para deducir la temperatura atmosférica, y las bandas de vapor de agua (a unos 22, 183, 325, 380, 448 GHz y superiores).

Fuente: Klein, M. y A. J. Gasiewski, 2000: "Nadir sensitivity of passive millimeter and submillimeter wave channels to clear air temperature and water vapor variations", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, núm. D13, págs. 17481 a 17511.

elementos importantes, como el radical hidroxilo (OH), conocido como un "limpiador" de la atmósfera, y el cloruro de hidrógeno (HCl), una especie de reservorio que libera cloro agotador de ozono. El OH y el HCl solo pueden observarse en el infrarrojo lejano (por ejemplo, a unos  $120 \mu\text{m} \approx 2\,500 \text{ GHz}$  y  $480 \mu\text{m} \approx 625 \text{ GHz}$ , respectivamente).

En el intervalo de microondas, de 1 a 300 GHz, la fuente de radiación consta de la emisión térmica de la superficie terrestre y la atmósfera. En la figura 2.13 se muestra el espectro atmosférico, desde 2 GHz a frecuencias submilimétricas de hasta 1 000 GHz.

En la parte del intervalo de microondas donde la atmósfera es más transparente (esto es, a frecuencias inferiores a unos 100 GHz), las longitudes de onda exceden los 3 mm y, por lo tanto, son mucho más anchas que el tamaño de las gotas de la nube, salvo en el caso de las nubes de precipitación. Por consiguiente, el intervalo de microondas se utiliza para observar las propiedades de la superficie terrestre o la atmósfera en prácticamente todas las condiciones meteorológicas.

La detección activa está condicionada por la tecnología y, en el caso de las microondas, por las regulaciones del espectro de radiofrecuencias. Los radares utilizan microondas, mientras que la detección y localización por ondas luminosas (lidar) utiliza longitudes de onda ópticas, cuando se dispone de fuentes adecuadas (cristales). En el cuadro 2.9 figuran algunas de las frecuencias

**Cuadro 2.9. Utilización del espectro de instrumentos activos (radar y lidar) y de radio ocultación**

	<i>Observación</i>	<i>Instrumento</i>	<i>Frecuencia o longitud de onda</i>
Radar	Viento en la superficie del mar	Dispersómetro	Banda C (~5,3 GHz) o banda K <sub>u</sub> (~13,4 GHz)
	Topografía del océano	Altímetro	Banda C (~5,3 GHz) + banda K <sub>u</sub> (~3,6 GHz)
	Nubes y precipitación	Radar de lluvia, radar de nubes	Banda K <sub>u</sub> (~13,6 GHz) y/o banda K <sub>a</sub> (~35,5 GHz) o banda W (~94 GHz)
	Captura de imágenes	Radar de apertura sintética	Banda L (~1,3 GHz) o banda C (~5,4 GHz) o banda X (~9,6 GHz)
Lidar	Viento de aire claro	Lidar Doppler	Lidar UV (355 nm)
	Aerosol, cima de la nube	Lidar de retrodispersión	Lidar UV (355 nm), lidar VNIR (532 + 1 064 nm)
	Topografía de la capa de hielo	Altímetro	Lidar VNIR (532 + 1 064 nm)
Radio ocultación	Refracción atmosférica	GNSS + receptor en órbita terrestre baja	Banda L: ~1 580 + ~1 250 + ~1 180 GHz (GPS, GLONASS y Galileo)

de radar más utilizadas, así como longitudes de onda para lidar. A título comparativo, en el cuadro también se indican las frecuencias utilizadas por el Sistema mundial de navegación por satélite (GNSS) y la detección de la atmósfera por radio ocultación conexas (véase el capítulo 3 de la parte III (sección 3.2.7)).

### 2.2.2 Leyes fundamentales de interacción entre la radiación electromagnética y la materia

Las características macroscópicas de un cuerpo condensado en el equilibrio termodinámico, que no ha sufrido reacciones químicas o nucleares, se resumen con respecto a la radiación electromagnética por tres coeficientes relacionados mediante la ecuación siguiente:

$$\rho(\lambda, T, \zeta, \varphi) + \tau(\lambda, T, \zeta, \varphi) + \varepsilon(\lambda, T, \zeta, \varphi) = 1 \quad (2.6)$$

donde  $\rho(\lambda, T, \zeta, \varphi)$  es la reflectividad, esto es, el cociente entre la radiación retrodispersada  $I(\lambda, T, \zeta, \varphi)$  y la radiación incidente  $I(\lambda)$ ;  $\tau(\lambda, T, \zeta, \varphi)$  es la transmisividad, o fracción de  $I(\lambda)$  que atraviesa el cuerpo; y  $\varepsilon(\lambda, T, \zeta, \varphi)$  es la fracción de  $I(\lambda)$  que es absorbida por el cuerpo, denominada emisividad por razones que se describirán más adelante. Los tres coeficientes dependen de la longitud de onda de la radiación  $\lambda$ , la temperatura del cuerpo  $T$  y la geometría de observación  $\zeta, \varphi$  (ángulos cenital y acimutal, respectivamente).

Un cuerpo no reflectante y totalmente opaco a la radiación en cualquier longitud de onda (cuando  $\rho = \tau = 0$ , y, por lo tanto,  $\varepsilon = 1$ ), se denomina cuerpo negro. Los cuerpos negros irradian a cualquier temperatura  $T$  y en todo el  $\lambda$  o espectro  $\nu$ , según la ley de Planck:

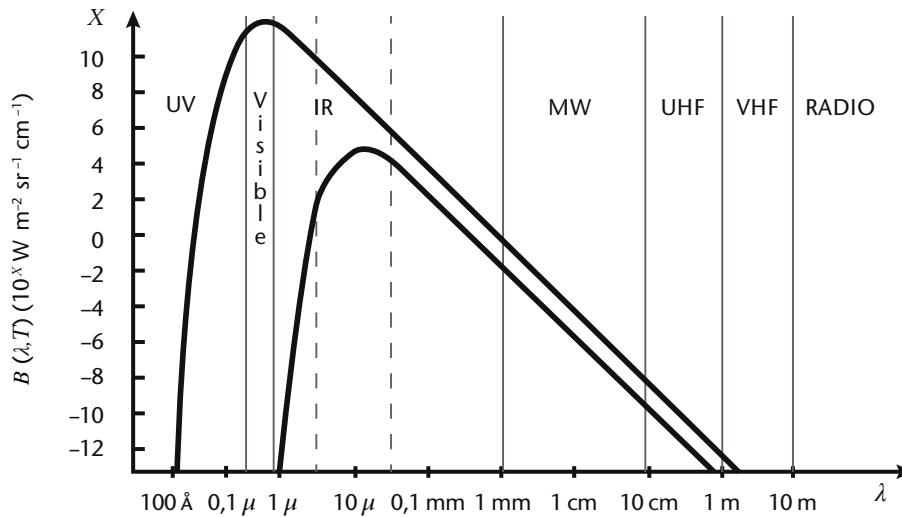
$$B(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1} \quad \text{o} \quad B(\nu, T) = \frac{2\pi \nu^3}{c^2} \frac{h}{e^{kT} - 1} \quad (2.7)$$

donde:

$h = 6,625\,6 \cdot 10^{-34}$  J s (que es la constante de Planck);

$c = 2,997\,93 \cdot 10^8$  m s<sup>-1</sup> (que es la velocidad de la luz en el vacío); y

$k = 1,380\,44 \cdot 10^{-23}$  J K<sup>-1</sup> (que es la constante de Boltzmann).



**Figura 2.14.** Función de Planck para  $T = 6\,000\text{ K}$ , representativa del Sol (curva más alta), y  $T = 273,16\text{ K}$ , representativa de la Tierra (curva más baja); los valores  $X$  en la ordenada son a la potencia de 10.

$B(\lambda, T)$  (o  $B(\nu, T)$ ) es la energía radiativa por unidad de superficie en el hemisferio por unidad de longitud de onda (o de frecuencia). La energía radiada por unidad de ángulo sólido es  $B/\pi$ . En la figura 2.14 se indica la función de Planck para temperaturas de  $6\,000\text{ K}$  y  $273,16\text{ K}$ , representativas de las superficies del Sol y de la Tierra, respectivamente.

La energía radiada en todo el espectro es:

$$W(T) = \int_0^{\infty} B(\lambda, T) \cdot d\lambda = \sigma \cdot T^4 \quad \text{Ley de Stefan-Boltzmann} \quad (2.8)$$

donde  $\sigma = 5,6681 \cdot 10^{-8}\text{ W m}^{-2}\text{ K}^{-4}$ .

Las dos curvas en la figura 2.14 señalan que las superficies del Sol y de la Tierra tienen energías radiativas muy distintas. No obstante, tras reducir la curva del Sol por el cuadrado de la distancia entre el Sol y la Tierra, las dos áreas integradas son comparables, lo que refleja el equilibrio radiativo de la Tierra. Si la curva superior de la figura se ajusta, es fácil observar que la radiación solar en la Tierra es muy pequeña para  $\lambda > 4\ \mu\text{m}$ , mientras que la radiación de la Tierra es insignificante para  $\lambda > 3\ \mu\text{m}$ . Hay cantidades significativas de radiación solar y terrestre en el intervalo estrecho entre  $3$  y  $4\ \mu\text{m}$ .

Una diferencia fundamental entre las dos curvas de la figura 2.14, después del ajuste, es la longitud de onda  $\lambda_{\text{máx}}$ , donde se produce la emisión máxima. Esto se expresa de la manera siguiente:

$$\lambda_{\text{máx}} = \frac{b}{T} \quad \text{donde } b = 0,0028981\text{ m K} \quad \text{Ley de Wien} \quad (2.9)$$

En razón de la doble escala logarítmica, en la figura 2.14 resulta difícil reconocer el grado de precisión de la función de Planck alrededor de  $\lambda_{\text{máx}}$ . En el caso de la radiación solar ( $T = 6\,000\text{ K}$ ), el valor máximo de emisión ocurre alrededor de  $\lambda_{\text{máx}} = 0,5\ \mu\text{m}$  y gran parte de la energía se sitúa en el intervalo de  $0,2$  a  $3,0\ \mu\text{m}$ . Por lo que respecta a la radiación terrestre ( $T = 273,16\text{ K}$ , esto es,  $T = 0\text{ }^\circ\text{C}$ ), el valor máximo se alcanza aproximadamente a  $\lambda_{\text{máx}} = 10\ \mu\text{m}$ , y gran parte de la energía se sitúa en el intervalo de  $3$  a  $50\ \mu\text{m}$ .

Otra característica interesante de la función de Planck es que, al pasar de  $\lambda_{\text{máx}}$  a longitudes de onda más cortas, la energía radiativa disminuye considerablemente, mientras que, al pasar a longitudes de onda más largas, la reducción es más gradual (aproximadamente dos tercios de la potencia ocurre en longitudes de onda más largas que  $\lambda_{\text{máx}}$ ). En cuanto a longitudes de onda muy



largas, o frecuencias bajas, por ejemplo, las del intervalo de microondas, donde el argumento del exponencial en la función de Planck es  $h\nu/kT \ll 1$ , el término  $e^{h\nu/kT}$  llega a  $\approx 1 + h\nu/kT$  y la función de Planck se reduce por consiguiente a:

$$B(\nu, T) = \frac{2\pi k \nu^2}{c^2} T \quad \text{Ley de Rayleigh-Jeans} \quad (2.10)$$

Debido a esta relación, las mediciones de la radiación en la gama de microondas pueden considerarse mediciones de la temperatura y pueden expresarse como temperatura de luminancia ( $T_b$ ) en unidades de temperatura. Si bien la energía radiativa total varía con la temperatura en proporción con  $T^4$ , de acuerdo con la ley de Stefan-Boltzmann (ecuación 2.8), esa potencia cambia de manera lineal en la porción de microondas del espectro. En cambio, al pasar hacia longitudes de onda más cortas, la dependencia de la función de Planck sobre la temperatura es cada vez mayor. La radiación terrestre varía aproximadamente con  $T^5$  en la ventana del infrarrojo térmico en aproximadamente  $11 \mu\text{m}$ , y con  $T^{12}$  en la ventana de aproximadamente  $3,7 \mu\text{m}$ . Esta es una característica interesante para la teledetección, ya que significa que la sensibilidad a temperaturas altas es superior a  $3,7 \mu\text{m}$ . Por el contrario, estas longitudes de onda más cortas son menos sensibles a temperaturas bajas.

Por ejemplo:

- Para un cuerpo a 220 K (como la cima de una nube en la troposfera superior,) la radiación a  $11 \mu\text{m}$  es  $\sim 1$  200 veces mayor a la de  $3,7 \mu\text{m}$ , pero, a 300 K (superficie), solo es  $\sim 130$  veces mayor.
- La sensibilidad a variaciones de temperatura (esto es  $(\partial B/\partial T)/B$ ), es tres veces mayor a  $3,7 \mu\text{m}$  que a  $11 \mu\text{m}$ .

Como consecuencia de ello,  $3,7 \mu\text{m}$  es adecuado para las observaciones en superficie, óptimo para la detección de incendios y menos útil para nubes altas.

La relación representada por las ecuaciones 2.7, 2.8, 2.9 y 2.10 solo es válida para un cuerpo negro ( $\epsilon = 1$ ). En el caso de un cuerpo común, la relación se puede establecer mediante el siguiente experimento conceptual. Si varios cuerpos en un sistema aislado solo intercambian radiación entre ellos, se podría suponer que, tras un período transitorio, cada uno de ellos logra un equilibrio termodinámico, cuando la radiación que cada uno absorbe de acuerdo con su coeficiente de absorción  $\epsilon(\lambda, T)$  equivale a la energía que irradia  $P(\lambda, T)$ . Esto es,  $P(\lambda, T)/\epsilon(\lambda, T) = \text{constante}$ . Suponiendo que uno de los cuerpos es un cuerpo negro perfecto, se obtiene:

$$P(\lambda, T) = \epsilon(\lambda, T) \cdot B(\lambda, T) \quad \text{Principio de Kirchhoff} \quad (2.11)$$

Ello demuestra que el coeficiente de absorción introducido en la ecuación 2.5 también controla las propiedades de emisión del cuerpo, de ahí el nombre emisividad. La ecuación 2.11 indica dos consecuencias importantes:

- en cualquier longitud de onda y temperatura, un cuerpo no puede radiar más que un cuerpo negro a la misma longitud de onda y temperatura;
- un cuerpo puede radiar únicamente en las longitudes de onda que también le posibiliten la absorción.

La emisividad  $\epsilon$  es una función de la longitud de onda  $y$ , en menor medida, de la temperatura. Para ciertos cuerpos,  $\epsilon$  puede ser constante en importantes porciones del espectro. Si es constante a través de todo el espectro, el cuerpo se conoce como cuerpo gris. La forma de la potencia radiada  $P(\lambda, T)$  es luego exactamente igual a  $B(\lambda, T)$ , pero disminuida por un factor  $\epsilon$ . La ley de Wien (ecuación 2.9) se aplica sin alteraciones. La ley de Stefan-Boltzmann pasa a ser  $W(T) = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4$ .

El principio de Kirchhoff también se aplica al material gaseoso. Por lo tanto, las líneas espectrales de gases atmosféricos son generalmente (aunque no siempre) pertinentes tanto para la absorción como para la emisión.

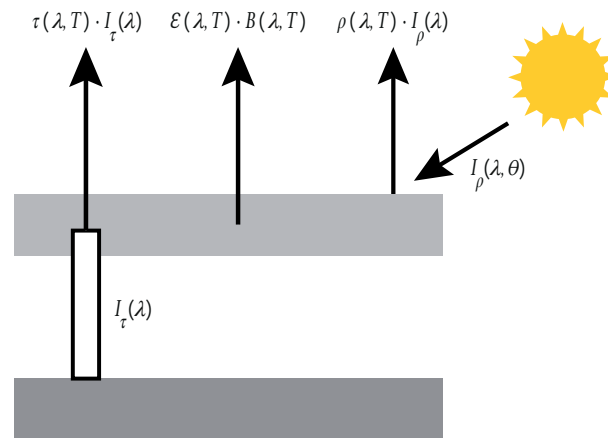


Figura 2.15. Los tres componentes de irradiación al espacio

### 2.2.3 Observaciones en las ventanas atmosféricas

#### 2.2.3.1 Radiación ascendente

Las ventanas atmosféricas son regiones espectrales donde la atmósfera es casi transparente. No hay región donde la atmósfera sea completamente transparente. Todas las regiones presentan cierta perturbación residual de elementos que tienen un continuum; el más común es el vapor de agua en el intervalo del infrarrojo, de microondas y, en cierta medida, de onda corta. Otro factor, en particular por lo que respecta a la onda corta, es la dispersión de las moléculas de aire seco (sobre todo de  $N_2$  y  $O_2$ ) y aerosoles. En última instancia, las ventanas más transparentes son:

- en la onda corta (figura 2.11): 0,5 a 0,9  $\mu m$ , 1,6 a 1,7  $\mu m$  y 2,0 a 2,3  $\mu m$ ;
- en el infrarrojo (figura 2.12): 3,5 a 4,0  $\mu m$  y 10 a 12  $\mu m$ ;
- en microondas (figura 2.13): 80 a 100 GHz, 25 a 50 GHz y menos de 20 GHz.

La ecuación 2.5 indica que los coeficientes  $\rho$  (reflectividad),  $\tau$  (transmisividad) y  $\varepsilon$  (emisividad) no solo dependen de la longitud de onda de la radiación  $\lambda$  y de la temperatura del cuerpo  $T$ , sino también de la condición geométrica (ángulo cenital  $\zeta$  y ángulo acimutal  $\varphi$ ) de la plataforma ubicada a bordo de un satélite con respecto al cuerpo.

A fin de simplificar la descripción, se adoptan las siguientes condiciones: una visualización vertical desde el satélite (figura 2.15), superficies planas y radiación hacia el cenit (irradiación).

El componente  $\tau(\lambda, T) \cdot I_\tau(\lambda)$  es la radiación transmitida a través del cuerpo. Puede observarse cuando el cuerpo no es totalmente opaco y tiene debajo una fuente de radiación en el hemisferio opuesto con respecto al satélite.

El componente  $\varepsilon(\lambda, T) \cdot B(\lambda, T)$  es la radiación emitida, expresada mediante el principio de Kirchhoff (ecuación 2.11). Este siempre está presente, a menos que el cuerpo se encuentre en un nivel cero absoluto térmico. No está presente en las regiones espectrales donde el cuerpo no realiza absorción.

El componente  $\rho(\lambda, T) \cdot I_p(\lambda, \theta)$  es la radiación reflejada, que está presente si hay una fuente de radiación en el mismo hemisferio del satélite. La figura 2.15 indica el Sol pero en el intervalo de microondas, donde la radiación solar es prácticamente nula, el cielo hemisférico completo radia como cuerpo negro a temperatura  $T = 2,725$  K, donde la potencia máxima ocurre a  $\lambda_{m\acute{a}x} = 1,9$  mm (160 GHz). La notación  $I_p(\lambda, \theta)$  indica que la potencia de la radiación que entra depende del ángulo de incidencia  $\theta$ . Por lo general, para el Sol,  $I_p(\lambda, \theta) = S(\lambda) \cdot \cos \zeta$ , donde  $S(\lambda)$  es la potencia entrante con el Sol en su cenit.

Teniendo en cuenta todos los componentes, la radiación que llega al instrumento en el satélite puede expresarse como sigue:

$$I(\lambda, T) = \tau(\lambda, T) \cdot I_{\tau}(\lambda) + \varepsilon(\lambda, T) \cdot B(\lambda, T) + \rho(\lambda, T) \cdot I_{\rho}(\lambda, \theta) \quad (2.12)$$

Esto es sumamente variable a lo largo del espectro, de modo que la importancia de la medición es razonablemente estable solamente en anchuras de banda estrechas alrededor de una longitud de onda específica (canales). Sin embargo, un intervalo más amplio de longitudes de onda (visible + infrarrojo cercano + infrarrojo de onda corta + infrarrojo de onda media + infrarrojo térmico; microondas) también contiene cierta información general.

### 2.2.3.2 **Mediciones en el intervalo del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta**

En este intervalo, no hay emisión térmica desde la Tierra ( $B = 0$ ). Centrada primero en la superficie terrestre (tierra y océano), la radiación transmitida es nula, ya que no hay fuente debajo de la superficie de la Tierra. Teniendo en cuenta también que la reflectividad es prácticamente independiente de la temperatura del cuerpo, la ecuación 2.12 se reduce a:

$$I_{sw}(\lambda) = \rho(\lambda) \cdot S(\lambda) \cdot \cos \zeta \quad (2.13)$$

Dado que se conoce el espectro solar y la geometría de observación, la información que contiene una medición en un canal de onda corta se relaciona unívocamente a la reflectividad de la superficie. Muchas variables geofísicas (parámetros de la vegetación, color del océano, textura del suelo) pueden estimarse midiendo la reflectividad en varias longitudes de onda. Sin embargo, las nubes son los objetos más visibles que se observan en onda corta. La ecuación 2.13 no es rigurosamente correcta para una superficie nubosa, ya que se puede transmitir radiación desde la superficie subyacente a través de estas. No obstante, dicho efecto tiene un impacto limitado habida cuenta de:

- a) la transmisividad total (descendente y ascendente) a través de la atmósfera;
- b) que la nube es baja;
- c) que la fuente de origen de la radiación (el Sol) es más potente que cualquier superficie debajo de la nube;
- d) que la reflectividad de la superficie subyacente es baja (a excepción del desierto de arena, nieve y hielo);
- e) que la reflectividad de las nubes  $\rho$  es, por lo general, más elevada que cualquier otra superficie terrestre.

Por lo tanto, la ecuación 2.13 es una aproximación aplicable a la mayoría de las nubes, a excepción de las nubes finas, como las cirrus, en particular en el fondo brillante de los desiertos de arena, hielo y nieve.

Utilizar la radiación reflejada de onda corta para fines cuantitativos no es tarea fácil, ya que la reflectividad suele ser anisotrópica. El caso más sencillo ocurre cuando el cuerpo, independientemente de la dirección de la radiación recibida y para cualquier acimut, redistribuye de manera homogénea la radiación reflejada del cenit de acuerdo con la ley del coseno. Esto se conoce como reflexión lambertiana. Afortunadamente, la mayoría de las superficies terrestres observadas desde el espacio a una escala relativamente amplia parecen más bien planas y rugosas, de modo que la difusión lambertiana podría ser una buena aproximación. En numerosos casos, sin embargo, el cuerpo presenta una función de distribución de reflectancia bidireccional que debería medirse, a priori, mediante observaciones en diferentes direcciones de observación y distintas direcciones de la radiación recibida. El cálculo final de la irradiancia hacia el espacio exige integración hemisférica.

El uso de ondas cortas para la observación de la Tierra en ventanas atmosféricas requiere muestreos espectrales en varias longitudes de onda (canales), ya que en cualquier longitud de onda varios cuerpos presentan firmas, y un cuerpo presenta firmas en varias longitudes de onda. Por lo tanto, se necesita una capacidad multicanal para distinguir y recuperar simultáneamente diferentes propiedades de distintos cuerpos. Por ejemplo, las nubes y la nieve poseen idéntica reflectancia en el espectro visible a  $0,65 \mu\text{m}$ , aunque muy distinta a  $1,6 \mu\text{m}$ . Además, las anchuras de banda de canal deben ser apropiadas para el objetivo. Las más rigurosas son para el color del océano ( $\Delta\lambda \approx 10 \text{ nm}$ ) y luego para la vegetación ( $\Delta\lambda \approx 20 \text{ nm}$ ), mientras que, para otras características de superficie y las nubes, bastan las anchuras de banda de varias decenas de nanómetros.

Otra característica que afecta al uso cuantitativo del intervalo del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta es la polarización: la reflexión especular tiende a privilegiarse con la humectación del componente vertical del campo eléctrico. El vector de Stokes que, en el intervalo de onda corta consta de tres componentes (polarización en tres direcciones con desfase de  $120^\circ$ ), describe exhaustivamente el campo eléctrico, conteniendo, por consiguiente, información importante sobre las propiedades del cuerpo. La multipolarización es importante para la observación de aquellos cuerpos que no tienen señales multispectrales fuertes. Los ejemplos característicos son los aerosoles y las nubes cirrus (cristales de hielo alargados).

### 2.2.3.3 **Mediciones en el intervalo del infrarrojo de onda media y del infrarrojo térmico**

En el intervalo de 4 a  $15 \mu\text{m}$ , la radiación solar es prácticamente nula. En la superficie terrestre (tierra y océano), la radiación transmitida también es nula. Habida cuenta, además, de que la emisividad es prácticamente independiente de la temperatura del cuerpo, la ecuación 2.12 se reduce a:

$$I_{\text{IR}}(\lambda, T) = \varepsilon(\lambda) \cdot B(\lambda, T) \quad (2.14)$$

La ecuación 2.14 también es aproximadamente válida para las nubes, ya que la transmisividad de las nubes en el infrarrojo es más bien baja (a excepción de las cirrus finas).

La emisividad de la mayoría de las superficies terrestres y, sin duda, del océano, es cercana a 1, con poca varianza. Por lo tanto, la información obtenida con una medición en el canal infrarrojo se relaciona estrechamente con la función de Planck (ecuación 2.7) o, en el caso de una determinada longitud de onda, con la temperatura del cuerpo.

En una longitud de onda específica  $\lambda$  o para un canal estrecho  $\Delta\lambda$  alrededor de  $\lambda$ , la función de Planck (ecuación 2.7) podría invertirse fácilmente para recuperar la temperatura  $T$ :

$$T(\lambda) = \frac{hc}{\lambda k \ln \left[ 1 + \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 B(\lambda)} \right]} \quad (2.15)$$

Sin embargo,  $T$  no será la verdadera temperatura del cuerpo, a menos que  $\varepsilon = 1$ . Si se conoce la emisividad del cuerpo y la anchura de la banda del canal  $\Delta\lambda$  es lo suficientemente estrecha para que se considere la posibilidad de que  $\varepsilon$  sea constante, podrá aplicarse la corrección de la emisividad a la cantidad medida (invirtiendo  $B(\lambda, T) = I_{\text{IR}}(\lambda, T)/\varepsilon(\lambda)$ ), y se podrá medir la temperatura del cuerpo. De lo contrario, al invertir la cantidad medida  $B(\lambda, T) = I_{\text{IR}}(\lambda, T)$ , se obtiene una temperatura  $T_{\text{BB}}$  (equivalente a la temperatura del cuerpo negro), que es inferior a la temperatura verdadera del cuerpo.

Para una gran diversidad de cuerpos, cuando  $\varepsilon$  tiene un valor cercano a 1, la observación de radiancia en una ventana atmosférica del infrarrojo térmico posibilita mediciones de temperatura bastante exactas, en particular en el caso del mar, cuya emisividad es próxima a 0,98. Sin embargo, la emisividad no es el único efecto que debe corregirse. Tal como se ha mencionado con anterioridad, las ventanas atmosféricas no son perfectamente transparentes. Por ejemplo, la ventana principal en el infrarrojo térmico, de 10 a  $12 \mu\text{m}$ , está contaminada por el continuum de vapor de agua, en particular el lado de onda larga. Una manera de reducir esta perturbación

consiste en dividir la ventana en dos canales, por lo general de 10,3 a 11,3  $\mu\text{m}$  y de 11,5 a 12,5  $\mu\text{m}$ . Luego la absorción diferencial se utiliza para estimar una corrección (el vapor de agua total en columna también puede calcularse como un subproducto).

Como consecuencia de esos efectos, la ecuación 2.15 indica una dependencia de la temperatura recuperada de la longitud de onda (aunque, al haber solo una temperatura del cuerpo, esa dependencia no debería existir). De la extensión de valores con longitud de onda se desprende la manera en que podría explicarse cierta información. Por ejemplo, al comparar  $T_{BB}$  medido a 3,7  $\mu\text{m}$  y a 11  $\mu\text{m}$ , es posible explicar la diferencia en términos de emisividad distinta o según otros tipos de contaminación de la medición de las nubes.

Cabe destacar que la ventana de 3,7  $\mu\text{m}$  se comporta de manera muy distinta de día y de noche. A la luz del día, está sumamente contaminada por la radiación solar reflejada que debe sustraerse antes de utilizar el canal para estimaciones cuantitativas de la emisión térmica. Como se señaló anteriormente, la ventana de 3,7  $\mu\text{m}$  es mucho más sensible a temperaturas elevadas que la de 11  $\mu\text{m}$ . Sin embargo, la ventana de 3,7  $\mu\text{m}$  es de poca utilidad para temperaturas bajas, como las de las cimas de las nubes en la troposfera superior. La respuesta diferencial a las temperaturas de las ventanas de 3,7 y 11  $\mu\text{m}$  puede utilizarse también para detectar niebla de noche.

Por lo que respecta a las nubes, la ecuación 2.14 sigue siendo aproximadamente válida. Sin embargo, salvo para nubes muy gruesas (como las cumulus y las nimbostratus), la emisividad es considerablemente inferior a la unidad. La temperatura equivalente del cuerpo negro subestima significativamente la temperatura verdadera, y debe aplicarse una corrección para representar la baja emisividad. El método común empleado consiste en acoplar el canal de la ventana con un canal que sea altamente sensible al vapor de agua. La diferencia entre los dos valores  $T_{BB}$  indica la emisividad de las nubes (cuanto mayor sea la diferencia, menor será la emisividad).

La penetración de la radiación infrarroja en las nubes es muy baja. La temperatura medida se refiere a la superficie superior, y la información sobre el interior de las nubes es escasa, especialmente de las nubes densas. Sin embargo, la temperatura de las cimas de las nubes, que está en equilibrio con la del aire al mismo nivel, es muy importante, puesto que indica la altura de la nube en la troposfera y, por consiguiente, el tipo de nube.

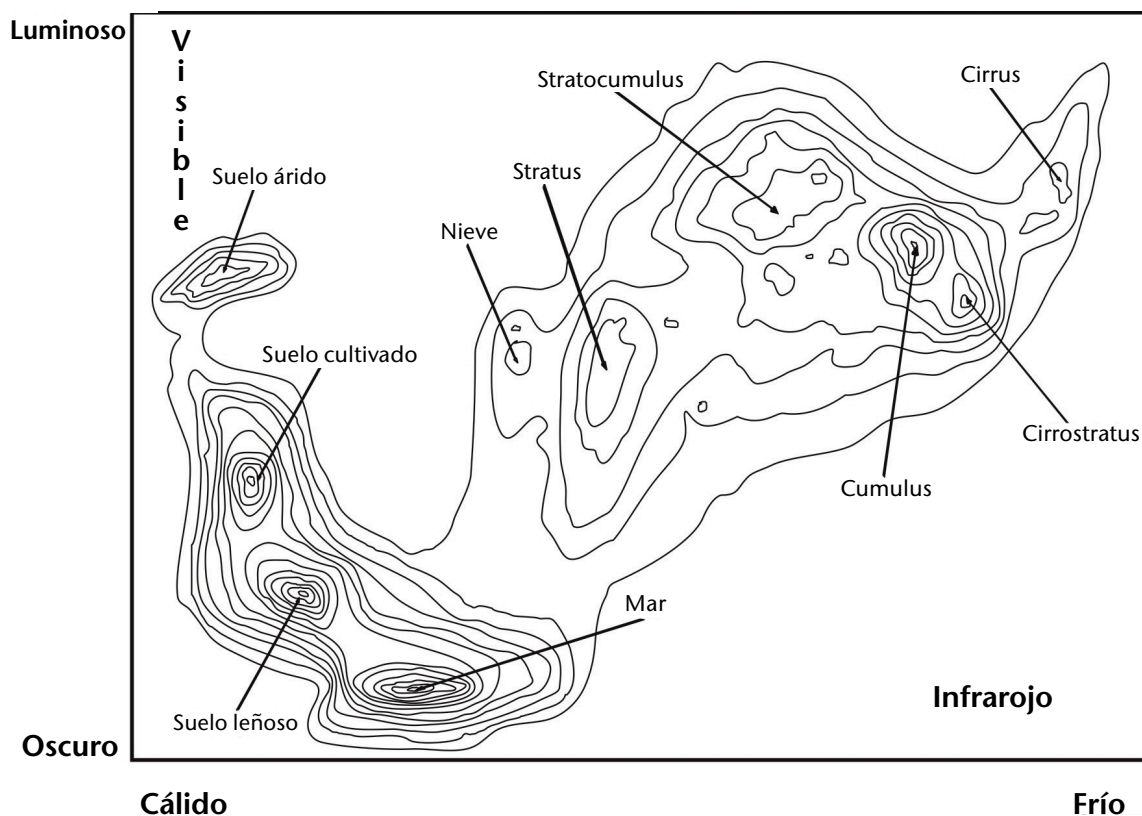
La información derivada de la temperatura del cuerpo negro relativa al nivel de la cima de la nube es a menudo inexacta. Si la nube es muy fina, como, por ejemplo, una cirrus fina, la superficie de fondo es mucho más cálida que el aire al nivel de la nube. En consecuencia, la radiación de la superficie transmitida a través de la nube se suma a la emisión de la nube, la nube parece más cálida y se subestima el nivel designado. Por el contrario, se observan cirrus gruesas con alta emisividad como muy frías, y se las puede confundir con cumulonimbus.

A fin de disipar tales ambigüedades, conviene ilustrar la luminancia del espectro visible y las temperaturas del infrarrojo como histogramas bidimensionales (figura 2.16). Utilizando solo una banda (la proyección del esquema bidimensional en un eje), no se resolverían varios grupos. En cambio, este ejemplo prueba que pueden detectarse 10 objetos diferentes. Este es un ejemplo simple empleando un instrumento antiguo (un radiómetro de muy alta resolución) y solo dos canales en el visible y el infrarrojo. Las técnicas de análisis actuales con múltiples bandas pueden funcionar con muchos más canales.

#### 2.2.3.4 **Mediciones en el intervalo de microondas**

En el intervalo de microondas, la radiación solar es prácticamente nula, pero hay una fuente difusa de radiación entrante: el cielo. La radiancia transmitida es nula respecto de la superficie terrestre, incluidas la tierra y los océanos. Solo hay dos aportaciones: la emisión térmica y la radiación reflejada. Estas están controladas por los coeficientes de emisividad y reflectividad que, dado que  $\tau = 0$ , están relacionados con la condición  $\varepsilon + \rho = 1$  (esto es,  $\rho = 1 - \varepsilon$ ). Al expresar la potencia radiativa en unidades de temperatura, según la ecuación de Rayleigh-Jeans (ecuación 2.10), la temperatura de luminancia  $T_B$  observada puede representarse como sigue:

$$T_B(\nu) = \varepsilon(\nu) \cdot T + [1 - \varepsilon(\nu)] \cdot T_{\text{cielo}}(\nu) \quad (2.16)$$



**Figura. 2.16. Diagrama de dispersión del espectro visible ( $0,65 \mu\text{m}$ ) respecto del infrarrojo ( $11,5 \mu\text{m}$ ) que permite clasificar 10 cuerpos. Si se proyecta en uno de cualquiera de los dos ejes, no se resolverían varios grupos.**

Fuente: Bizzarri, B. y C. Tomassini, 1976: "Retrieval of information from high-resolution images", en *Proceedings of the Symposium on Meteorological Observation from Space*, Comité de Investigaciones Espaciales, Filadelfia, págs. 140 a 144.

La temperatura de luminancia del cielo,  $T_{\text{cielo}}(\nu)$ , está compuesta por la radiación cósmica de fondo y la contribución de nubes de precipitación; varía con frecuencia. En la ventana principal en condiciones de no precipitación, siendo  $\nu \sim 40 \text{ GHz}$ ,  $T_{\text{cielo}}(\nu)$  puede ser de  $\sim 140 \text{ K}$ . En condiciones de precipitación fuerte,  $T_{\text{cielo}}$  puede alcanzar valores tan elevados como  $\sim 250 \text{ K}$ .

El impacto de  $T_{\text{cielo}}(\nu)$  depende en sumo grado del valor de la emisividad,  $\varepsilon$ . El mar y la tierra tienen valores de  $\varepsilon$  considerablemente distintos.

La emisividad del mar en el intervalo de microondas es muy baja:  $\varepsilon \approx 0,5$ . En consecuencia, los dos componentes de la ecuación 2.16 tienen el mismo peso. En ausencia de nubes de precipitación,  $T_{\text{cielo}}$  es baja y conocida: por lo tanto, la medición puede relacionarse con la temperatura de la superficie del mar. La frecuencia óptima de la temperatura de la superficie del mar es de aproximadamente  $5 \text{ GHz}$  (figura 2.17), donde  $T_{\text{cielo}}$  es mucho menor que a  $40 \text{ GHz}$ . La medición es bastante exacta y también es aplicable a todas las condiciones meteorológicas, ya que la longitud de onda ( $\lambda = 6 \text{ cm}$ ) es mucho más larga que cualquier gotita de lluvia. La intensidad de la señal de la superficie del mar de  $5 \text{ GHz}$  es representativa de la temperatura de unos pocos milímetros de la capa de agua profunda (subpelicular); esta debería compararse a unas pocas decenas de micrómetros en el caso del intervalo del infrarrojo (temperatura de la película superficial). A frecuencias más elevadas,  $T_{\text{cielo}}$  aumenta considerablemente, en especial con precipitación intensa. El alto valor de reflectividad ( $1 - \varepsilon$ ) es tal que la observación es principalmente un indicador de la precipitación.

En tierra, la emisividad está próxima a la unidad. Por consiguiente, el segundo componente de la ecuación 2.16 no es efectivo, y no se detecta bien la precipitación. A frecuencias más elevadas



(de ~90 GHz ( $\lambda = 3$  mm)), la radiación ascendente desde la superficie se dispersa por gotitas de agua grandes y, más aún, por cristales de hielo en las nubes. En consecuencia, disminuye la radiación que llega al satélite.

La polarización también puede emplearse para medir la precipitación. La radiación reflejada del mar está altamente polarizada: al atravesar una nube de precipitación, experimenta una despolarización que puede medirse para deducir la precipitación. La polarización diferencial también puede explotarse en tierra, ya que se polariza la radiación dimanante dispersada de las gotitas de agua y los cristales de hielo.

En varias polarizaciones, la observación también puede ser útil, independientemente del objetivo de medición de la precipitación. La polarización diferencial es sensible a la rugosidad de la superficie, un efecto que debe tenerse en cuenta cuando se mide la temperatura de la superficie del mar. Esta también puede utilizarse para deducir la velocidad del viento en el mar, como se indica en la figura 2.17.

En la figura 2.17 también se indica que la radiación por microondas es sensible a la salinidad del océano, pero solo en frecuencias muy bajas, normalmente alrededor de 1,4 GHz (banda L). La figura ilustra que, a fin de medir la salinidad del océano, es necesario conocer la temperatura de la superficie del mar y la velocidad del viento (o rugosidad). Al igual que la salinidad, hay absorción de la banda de vapor de agua que contamina la observación de la temperatura, del viento y de las nubes líquidas (precipitación). Esa banda también puede aprovecharse para deducir el vapor de agua total en columna (agua precipitable) sobre el mar. En resumen, las diferentes variables pueden tener distintas señales en diversos canales en el intervalo de microondas y también en los campos ópticos: por lo tanto, se necesita un análisis de múltiples canales.

En razón de valores de emisividad de la superficie del mar y terrestre totalmente distintos, la característica más patente en una imagen de microondas es el límite tierra/mar. Dado que la emisividad del hielo es próxima a la unidad, el hielo marino también es una variable observable visible en todas las condiciones meteorológicas, lo cual es de especial utilidad para las regiones geográficas frecuentemente cubiertas. Cuando la emisividad es próxima a la unidad en la superficie terrestre, una disminución de la emisividad indica la presencia de agua en la superficie. Ello se debe a que la emisividad de un cuerpo está controlada por su constante dieléctrica: el agua en la tierra es una solución salina, lo que aumenta la conductividad y, por consiguiente, reduce la emisividad. Este efecto puede aprovecharse para medir la humedad del suelo en la superficie y las propiedades de la nieve.

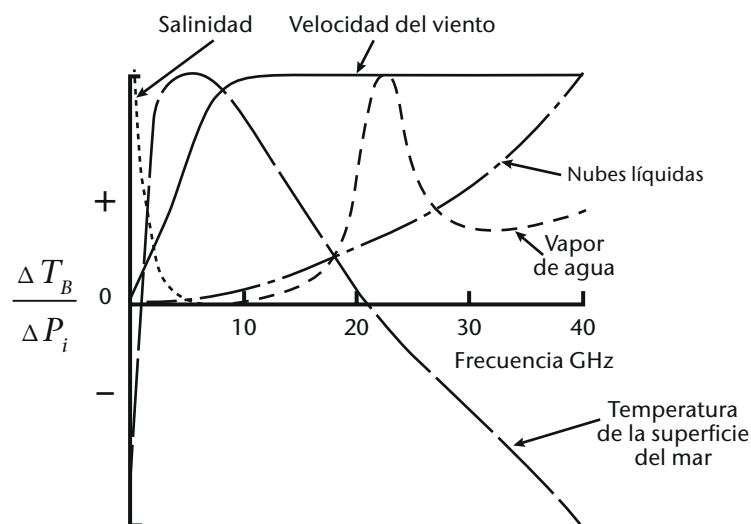


Figura 2.17. Sensibilidad (definida como  $\Delta T_B/\Delta P_i$ ) de las frecuencias de microondas a diversas variables geofísicas ( $P$ )



Las mediciones de la humedad del suelo pueden ser bastante exactas en suelo desnudo, pero pierden exactitud con el aumento de vegetación. A fin de penetrar en lugares de vegetación y de medir la humedad del suelo al nivel de las raíces, deben utilizarse frecuencias muy bajas, bien sea en la banda L o en la banda P. En frecuencias más altas (superiores a 10 GHz), la sensibilidad a la humedad del suelo solo es significativa si se tiene en cuenta la perturbación provocada por la vegetación.

En el intervalo de microondas se detectan dos propiedades de la nieve: las condiciones de derretimiento en la superficie y, en el caso del manto de nieve poco profundo, el equivalente en agua. En el último caso, se prefieren frecuencias relativamente elevadas, ya que la nieve tiende a ser transparente en frecuencias bajas. Sin embargo, puede producirse saturación a señales de frecuencia muy elevadas en las capas superiores del manto de nieve. Por lo tanto, se necesitan varias frecuencias con profundidades de penetración diferentes.

## 2.2.4 Observaciones en bandas de absorción

### 2.2.4.1 Ecuación de transferencia radiativa

En una banda de absorción atmosférica, cada capa de espesor  $dz$  absorbe la radiación entrante desde abajo y la vuelve a emitir. Sin reflectividad de la atmósfera en el infrarrojo, el factor de transmisión atmosférica de una altura  $z$  a la altura de un satélite  $H$  viene dado por:

$$\tau(\lambda, z) = e^{-\int_z^H \varepsilon(\lambda, z) \cdot N(z) \cdot dz} \quad (2.17)$$

donde  $N(z)$  es la concentración del gas de absorción.

La contribución radiativa de una capa atmosférica de espesor  $dz$ , a una altura  $z$ , y en relación con el cambio del factor de transmisión de  $d\tau(\lambda, z)$  es:  $dI(\lambda, z) = B[\lambda, T(z)] \cdot d\tau(\lambda, z)$ .

La radiación de la columna atmosférica total al satélite es:

$$I(\lambda) = \int_{\tau(\lambda, z_s)}^1 B[\lambda, T(z)] \cdot d\tau(\lambda, z) \quad (2.18)$$

donde  $z_s$  es la altura de la superficie de la Tierra.

Debería agregarse una aportación terrestre atenuada por el factor de transmisión atmosférica total. Asimismo, la función de ponderación puede definirse como:

$$K(\lambda, z) = \frac{d\tau(\lambda, z)}{dz} \quad (2.19)$$

La suma de radiación que llega al satélite está dada por la ecuación de transferencia radiativa:

$$I(\lambda) = B(\lambda, T_s) \cdot \tau(\lambda, z_s) + \int_{z_s}^H B[\lambda, T(z)] \cdot K(\lambda, z) \cdot dz \quad (2.20)$$

La figura 2.18 muestra que el factor de transmisión (ecuación 2.17), tiende hacia 1 a medida que la altura  $z$  aumenta (esto es, a medida que el espesor de la capa atmosférica entre la altura  $z$  y la altura  $H$  del satélite disminuye). A su vez, se produce una disminución de la emisividad  $\varepsilon$  y de la concentración  $N$  del gas de absorción. Las funciones de ponderación tienen valores máximos que corresponden al punto de inflexión de la función del factor de transmisión. Una forma sencilla de leer la ecuación 2.20 es que cada capa atmosférica de espesor  $dz$  contribuye a la radiación que llega al satélite, de acuerdo tanto con su temperatura (mediante la función de Planck) y como con su eficacia para aportar, como queda cuantificado por la función de ponderación. La función de ponderación depende de la concentración del gas absorbente y de la potencia de absorción/emisión ( $\varepsilon$ ). Tal es la forma que las capas atmosféricas inferiores se ven perjudicadas por la absorción por las capas superiores, y las capas altas se ven perjudicadas por su baja concentración de gas absorbente. La capa atmosférica, que exhibe el mayor cambio en el factor de transmisión, suele ser la capa de mayor aportación.

### 2.2.4.2 Extracción de perfiles

La inversión de la ecuación 2.20 no es asunto trivial. Se trata de una ecuación de Fredholm de segunda clase, para la que no se garantiza matemáticamente la existencia o singularidad de la solución. En este caso, su existencia es obra de la naturaleza. A fin de garantizar la singularidad de la solución, es necesario agregar limitaciones a esta, ya que el problema está mal condicionado. Se han desarrollado numerosos métodos desde que se comenzó a realizar el sondeo de perfiles desde el espacio. Algunos son estadísticos y lineales, otros son físicos y no lineales, y otros, una combinación de ambos.

El objetivo principal es invertir la ecuación 2.20 para recuperar el perfil de la temperatura atmosférica. Esto solo es posible si se conoce con antelación la función del factor de transmisión, que implica trabajar en las bandas de absorción de un gas con un perfil de concentración conocido y estable. En el intervalo del infrarrojo, el  $\text{CO}_2$  tiene un perfil semejante en las bandas de aproximadamente  $4,3$  y  $15 \mu\text{m}$  (véase la figura 2.12). Tal como se ha señalado anteriormente, la banda de  $4,3 \mu\text{m}$  es más sensible a temperaturas altas y, por consiguiente, es representativa de la troposfera baja. No obstante, esa banda puede contaminarse por la radiación de otros elementos y, de día, no puede ignorarse la cola de la curva del cuerpo negro solar ( $> 4 \mu\text{m}$ ). Desde el punto de vista espectral, la banda de  $15 \mu\text{m}$  es más pura, aunque, en cierta medida, está contaminada por el continuum del vapor de agua. Por ello, es necesario corregir los factores de transmisión, bien sea *a priori* utilizando información externa, o *a posteriori*, por iteración después de haber determinado el perfil de vapor de agua.

El paso siguiente es determinar el perfil de vapor de agua. Una vez que se han utilizado los canales de bandas de absorción de  $\text{CO}_2$  para calcular el perfil de temperatura, se utilizan los canales de bandas de absorción de  $\text{H}_2\text{O}$ . La banda principal está centrada a unos  $6,3 \mu\text{m}$ , y responde favorablemente a temperaturas altas (en la troposfera inferior a media). Para la vigilancia del clima, es importante medir el vapor de agua en la troposfera superior, pero ello requiere utilizar una banda de  $18 \mu\text{m}$  que, en términos tecnológicos, es difícil de construir debido a una falta de detectores eficientes en el intervalo del infrarrojo lejano.

No es fácil determinar el perfil de vapor de agua o, en general, el perfil de concentración de un gas absorbente. Las funciones de ponderación del gas absorbente alcanzan valores máximos en diversas alturas en la atmósfera, según la concentración y la frecuencia de la teledetección. Además, el cálculo es intrínsecamente inexacto, puesto que el factor de transmisión que debe

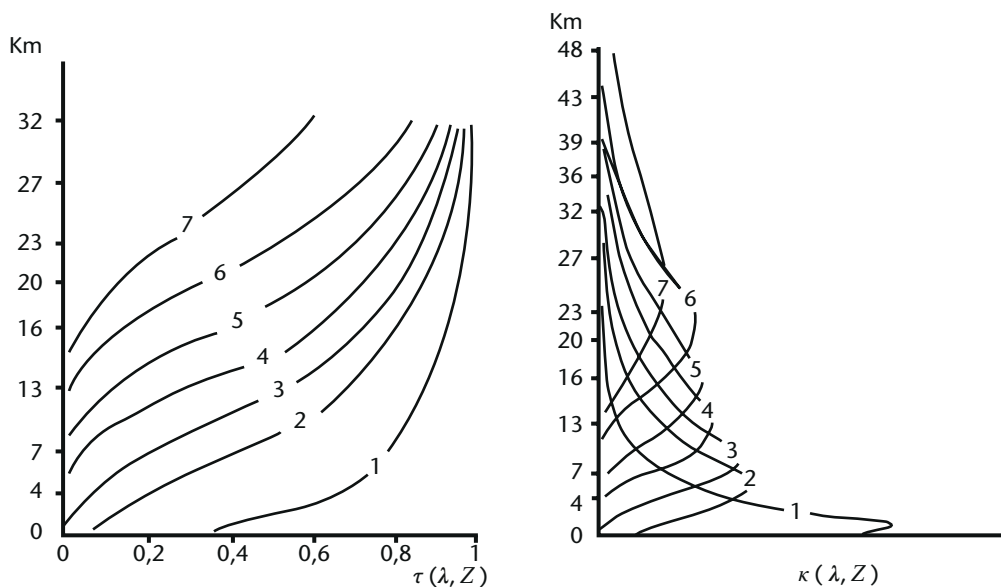


Figura 2.18. Factor de transmisión (izquierda) y funciones de ponderación correspondientes (derecha) de siete canales en la banda de  $\text{CO}_2$  a  $14 \mu\text{m}$

invertirse (ecuación 2.17), define el contenido de una capa fina a una altura  $z$  como la diferencia entre el contenido respectivo de dos capas muy espesas:  $H$  a  $z$  y  $H$  a  $(z - \Delta z)$ . En otras palabras, se obtiene un número pequeño calculando la diferencia entre dos números grandes.

La presencia de nubes suscita más dificultades. Si el campo de visión instantáneo está repleto por una nube con características uniformes, es posible que pueda determinarse un perfil empleando el mismo método, aunque únicamente abarcará la atmósfera sobre la nube. Si solo una fracción  $\eta$  del campo de visión instantáneo se llena con la emisividad de una nube  $\varepsilon_{\text{nube}}$ , la ecuación de transferencia pasa a ser:

$$I(\lambda) = (1 - \varepsilon_{\text{nube}} \cdot \eta) I_{\text{despejado}}(\lambda) + \varepsilon_{\text{nube}} \cdot \eta \cdot I_{\text{nube}}(\lambda) \quad (2.21)$$

donde  $\varepsilon_{\text{nube}} \cdot \eta$  es la cubierta efectiva.

Varios métodos hacen frente a los efectos de las nubes. Uno de ellos comienza el proceso de extracción por medio de canales con funciones de ponderación que alcanzan el nivel máximo por encima la cima de la nube, con el fin de realizar un perfil de primera aproximación. Luego, la primera aproximación se repite modificando valores efectivos de la cubierta hasta adaptar mejor las mediciones de los demás canales. Otro método permite comparar varios campos de visión instantáneos cercanos, suponiendo que las señales difieren solamente en razón de las diferentes cubiertas fraccionarias  $\eta$  y luego permite extrapolar a cero  $\eta$ .

En todo caso, se reconoce que, cuando la capa de nubes en el campo de visión instantáneo se excede en aproximadamente un 20%, no se debería intentar extraer perfiles en el intervalo del infrarrojo. El campo de visión instantáneo de los instrumentos de sondeo solía ser de varias decenas de kilómetros. Afortunadamente, en la actualidad se ha reducido a unos 10 km, de modo que la probabilidad de encontrar un número considerable de campos de visión instantáneos sin nubes en un área determinada es mucho mayor.

El problema relativo a las nubes mejora significativamente en el intervalo de microondas, donde es posible efectuar sondeos en todas las condiciones meteorológicas, salvo durante precipitaciones intensas. El elemento de concentración conocida y constante utilizado para calcular el perfil de temperatura es el  $O_2$ , con bandas de absorción en el intervalo de 50 a 70 GHz y de casi 118 GHz (que todavía no se ha empleado desde un satélite). Por lo que respecta al vapor de agua, la banda de 183 GHz se puede utilizar eficazmente. La banda de 22 GHz emite una señal débil que puede proporcionar una cantidad total integrada en columna en el mar. Hay otras bandas de absorción para la temperatura y el vapor de agua en frecuencias más elevadas, pero el efecto radiativo del continuum de vapor de agua imposibilita la observación de la troposfera con esas bandas espectrales.

La ecuación de transferencia en el intervalo de microondas es fundamentalmente una versión simplificada de la ecuación 2.20 del infrarrojo: en lugar de emplear la función de Planck (ecuación 2.7), puede utilizarse la aproximación Rayleigh-Jeans con dependencia lineal en la temperatura (ecuación 2.10).

Cabe preguntarse por qué la banda de microondas no se utiliza exclusivamente para el sondeo de la temperatura y la humedad, ya que funciona en prácticamente todas las condiciones meteorológicas. La razón de ello es que la resolución vertical exige una alta sensibilidad a las variaciones de temperatura (con la altura). La resolución vertical es más acertada en la banda de  $4,3 \mu\text{m}$ , donde la función de Planck varía aproximadamente con  $T^{12}$ . En la banda de  $15 \mu\text{m}$ , hay menor sensibilidad porque la función de Planck varía con  $T^5$ . En el intervalo de microondas, dado que  $B$  es una función lineal de  $T$  (véase la ecuación 2.10), la sensibilidad  $(\partial B/\partial T)/B$  varía con  $T^{-1}$  (disminuye conforme aumenta la temperatura). Una característica interesante de las diversas bandas es que, mientras que la banda de  $4,3 \mu\text{m}$  se adapta favorablemente a la troposfera inferior y la banda de  $15 \mu\text{m}$  a la troposfera media y superior, la banda de microondas en 57 GHz es más conveniente en la estratosfera.

La resolución vertical es crítica para el sondeo de la temperatura y la humedad. En la figura 2.18 se proporciona un ejemplo en el que las funciones de ponderación son bastante amplias, lo que implica que los grados de libertad (el número de datos independientes) sea limitado. Las funciones de ponderación se reducen cuando la resolución espectral del instrumento mejora.

La figura 2.18 se refiere a un radiómetro con solo siete canales y un poder de resolución bajo ( $\lambda/\Delta\lambda \approx 100$ ); su resolución vertical correspondiente es de aproximadamente 1,5 a 2 km en la troposfera media. Los instrumentos de sondeo actuales (espectrómetros) poseen miles de canales y un poder de resolución más elevado ( $\lambda/\Delta\lambda \approx 1\ 000$ ); su resolución vertical correspondiente es inferior a 1 km en la troposfera media. Aumentar el poder de resolución aún más a  $\lambda/\Delta\lambda \approx 10\ 000$  no permitiría mejorar la resolución vertical de los perfiles de temperatura y humedad, pero posibilitaría la observación de líneas individuales de gases traza a los fines de la química atmosférica.

Los instrumentos actuales para el intervalo de microondas ya han alcanzado el máximo rendimiento en términos de resolución vertical: no puede exceder de  $\sim 1,5$  km en la troposfera media, ni ser inferior en la troposfera baja debido a la alta contaminación del suelo.

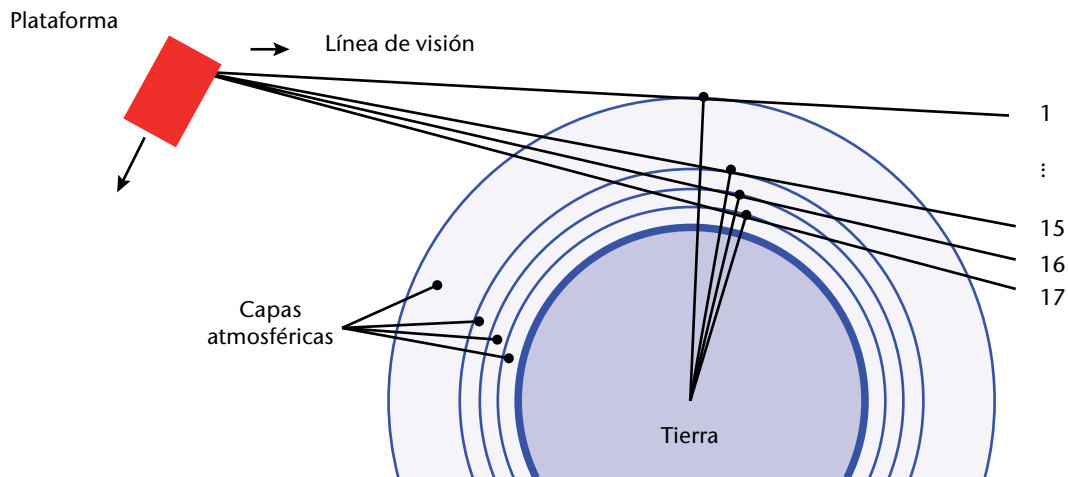
En el intervalo de onda corta (ultravioleta, visible, infrarrojo cercano, infrarrojo de onda corta), las mediciones en las bandas de absorción se usan mayormente para estudiar la química atmosférica con métodos espectroscópicos. La ecuación de transferencia radiativa es más complicada que la ecuación 2.20. En lugar de la radiación térmica, descrita en la ley de Planck, se emplea el proceso de dispersión más complejo. La obtención de variables geofísicas se basa en modelos, y no en ecuaciones explícitas. Además de utilizarse en la química atmosférica, el análisis de bandas de absorción se emplea para otros fines (véase el espectro de la figura 2.11), por ejemplo, para determinar:

- a) La presión atmosférica en la superficie terrestre: esta se deriva de estimaciones de la columna total de oxígeno en la banda de aproximadamente  $0,77\ \mu\text{m}$  comparada con ventanas próximas. Es uno de los pocos métodos disponibles para medir la presión en superficie desde el espacio. La exactitud se ve limitada por el efecto de dispersión de los aerosoles, lo que supone que la medición también proporciona información sobre estos.
- b) La altura de la cima de nubes: esta se deriva del déficit que se obtiene al medir la columna total de  $\text{O}_2$ . El propio déficit resulta de la nube que enmascara la parte inferior de la columna. En principio, esto es más exacto que calcular la altura de la cima de nubes a partir de la temperatura equivalente del cuerpo negro en el infrarrojo, corrigiendo la emisividad de las nubes y transformando la temperatura en altura por medio de un perfil de la temperatura.
- c) Relámpagos: se utiliza un canal de anchura de banda muy estrecha de  $0,774\ \mu\text{m}$ . Una fuerte absorción de oxígeno oculta la superficie terrestre y permite detectar relámpagos incluso a la luz del día. La intensidad y el número de relámpagos en un momento y lugar determinados son representativos de la convección y, por consiguiente, son un indicador de la precipitación. Además, la actividad de relámpagos provoca la generación de  $\text{NO}_x$  en la atmósfera y refleja el campo eléctrico de la Tierra.
- d) La columna total de vapor de agua: se compara la señal en una o más bandas de vapor de agua (alrededor de  $0,94$  o  $1,37\ \mu\text{m}$ ) con una de ventanas próximas. Esto puede ser más exacto que calcular el perfil en el intervalo del infrarrojo o de microondas.

#### 2.2.4.3 **Sondeo del limbo**

La figura 2.18 muestra la ampliación de las funciones de ponderación conforme aumenta la altura. Ello indica que la resolución vertical de los perfiles de la temperatura y la humedad por radiometría pasiva del infrarrojo o de microondas se degrada a mayor altura. La resolución obtenida con espectrómetros se considera en la actualidad adecuada ( $\sim 1$  km) en la troposfera media, pero llega a ser insignificante ( $\sim 2$  km) a nivel de la troposfera, donde es necesaria una mejor resolución. En la estratosfera, la resolución vertical se degrada aún más y llega a ser rápidamente inutilizable. Hay dos técnicas que son de utilidad: el sondeo del limbo (incluido a través de la ocultación del Sol, la luna o las estrellas) y la radio ocultación.

En modo de detección a través del nadir, la resolución vertical está determinada por la precisión de las funciones de ponderación, que, a su vez, controla la resolución espectral. En



**Figura 2.19. Geometría del sondeo del limbo**

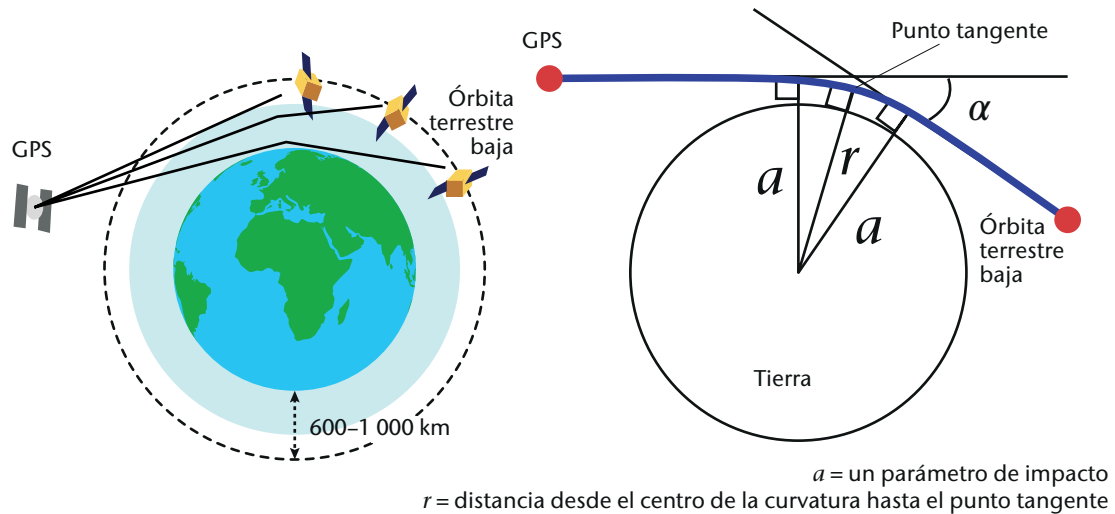
los sondeos del limbo, la resolución vertical está determinada por la exploración mecánica, esto es, por el campo de visión instantáneo del instrumento en la atmósfera cuando se visualiza transversalmente en la región del limbo de la Tierra (figura 2.19). La resolución vertical depende de la tasa de variación que se ajusta a la apertura de visión del instrumento y a la intensidad de la radiación disponible. Suele fijarse en entre 1 a 3 km. La resolución horizontal es relativamente inexacta, ya que la medición se integra en una trayectoria óptica amplia, como se ilustra en la figura 2.19. La trayectoria óptica total puede abarcar miles de kilómetros de largo, pero la trayectoria efectiva, una vez ponderada por la densidad atmosférica, se extiende hasta unos 300 a 500 km alrededor del punto tangente.

Las fuentes de radiación son la radiación solar reflejada de la atmósfera o la radiación térmica atmosférica en los intervalos del infrarrojo o de microondas. En general, las observaciones del limbo no solo permiten determinar el perfil de la temperatura y la humedad, sino también gases traza a los fines de la química atmosférica.

En el intervalo de onda corta (ultravioleta, visible, infrarrojo cercano, infrarrojo de onda corta), la atmósfera puede explorarse apuntando directamente el Sol, ya sea poniente o naciente (ocultación). La observación se realiza midiendo la humectación de las líneas espectrales en el espectro solar. La ocultación solar posee la gran ventaja de no necesitar ningún movimiento mecánico del telescopio del instrumento, ni calibración alguna, ya que los espectros medidos durante la ocultación se comparan con el espectro solar medido poco antes (o después) de la ocultación en las mismas condiciones. Al menos por lo que respecta a los satélites de órbita polar, una desventaja es que la cobertura se limita a latitudes elevadas, en las que un satélite puede observar la alborada o puesta del sol conforme entra o deja el arco nocturno de su órbita. Es posible tener mayor cobertura con la ocultación de la luna, mientras que la ocultación de las estrellas permite cubrir todas las latitudes. Sin embargo, se dispone de menos radiación en esos casos.

### 2.2.5 **Detección activa**

Con los métodos de detección descritos anteriormente se supone que las fuentes para la teledetección son la radiación solar reflejada y la radiación térmica emitida por la Tierra (además de otras fuentes menores, como la radiación celeste de fondo en microondas y la luna y las estrellas observadas en ocultación). Estas fuentes naturales posibilitan la detección pasiva, en que las longitudes de onda de observación se determinan en gran medida de acuerdo con unos objetivos naturales. En la detección activa, la fuente es artificial y la longitud de onda de la detección no está impulsada enteramente por las propiedades físicas del objetivo. Por el



**Figura 2.20. Principio del sondeo mediante radio ocultación. Durante la puesta en marcha o subida del satélite GPS en el horizonte del satélite en órbita terrestre baja, la refracción inducida por la atmósfera cruzada desvía la dirección de la propagación por un ángulo de flexión  $\alpha$ .**

contrario, las longitudes de onda se pueden elegir, al tiempo que se toma en consideración la generación de señales y las limitaciones de la propagación. Se tienen en cuenta los siguientes principios de detección activa:

- a) radio ocultación (para perfiles de la temperatura y la humedad de alta resolución vertical);
- b) radar (para altimetría, dispersimetría, nubes y precipitación y captación de imágenes);
- c) lidar (para nubes y aerosoles, movimiento del aire, altimetría y química atmosférica).

#### 2.2.5.1 **Radio ocultación**

La radio ocultación es una de las numerosas técnicas de sondeo del limbo. Emplea un método totalmente diferente a las técnicas de radiometría pasiva. Un receptor en un satélite en órbita terrestre baja sigue una fuente artificial (en este caso, la señal de navegación por satélite: Sistema de posicionamiento mundial (GPS), Sistema mundial de navegación por satélite (GLONASS), Galileo o Compass) (figura 2.20).

El cambio de dirección de la propagación debido a la refracción por la atmósfera cruzada (ángulo de curvatura  $\alpha$ ) se convierte en un cambio de fase. Ese cambio se mide con exactitud y luego se convierte en un perfil de refractividad durante el proceso de ocultación, que dura aproximadamente 90 segundos.

La refractividad está vinculada a las variables atmosféricas como sigue:

$$N = (n - 1) \cdot 10^6 = 77,6 \cdot p/T + 3,75 \cdot 10^5 \cdot p_w/T^2 \quad (2.22)$$

donde  $N$  es la refractividad,  $n$  es el índice de refracción,  $p$  es la presión de aire seco,  $p_w$  es la presión parcial del vapor de agua y  $T$  es la temperatura. Los coeficientes de  $p$  y  $p_w$  vienen dados en hectopascasles y  $T$ , en kélvines.

El cambio de fase es fundamentalmente una medición del tiempo, una de las mediciones más exactas de la física. La otra medida es la distancia entre satélites. Dado que el tiempo y la distancia son cantidades métricas fundamentales, la radio ocultación permite realizar



mediciones absolutas (que no requieren calibración): esta es una característica muy interesante para la vigilancia del clima. En efecto, las observaciones de la radio ocultación a largo plazo se consideran una referencia entre los métodos de detección del cambio climático.

Los datos obtenidos con radio ocultación son difíciles de procesar por dos razones: en primer lugar, la posición del punto tangente (véase la figura 2.20, gráfico derecho) se desplaza durante las mediciones del perfil y, en segundo lugar, la presión, la temperatura y la humedad no se miden de forma independiente. Por lo tanto, se necesita asimilación en cuatro dimensiones en un modelo de predicción numérica del tiempo. Es menos problemático extraer la temperatura en la troposfera superior y en la estratosfera, ya que el contenido de vapor de agua es muy bajo. La obtención de datos de temperatura también es sencilla en la troposfera inferior, donde el vapor de agua es el causante de gran parte de la varianza.

La resolución vertical de perfiles de radio ocultación en la troposfera superior y en la estratosfera (aproximadamente 0,5 a 1 km) no puede corresponderse con mediciones a través del nadir en el infrarrojo o en microondas (1,5 a 2 km). Además, las frecuencias utilizadas (banda L, véase el cuadro 2.9) son insensibles a las nubes, incluso si hay precipitación. En consecuencia, aunque se haya efectuado la medición fundamentalmente en modo lóbico, la medición puede extenderse hasta la superficie de la Tierra, para observar, por ejemplo, las discontinuidades atmosféricas, como la cima de la capa límite planetaria. Asimismo, la radio ocultación es uno de los pocos métodos que permiten deducir la presión de la superficie; para ello, se correlaciona la altura de la tropopausa y la presión de aire en tierra.

A fin de tener en cuenta la rotación de la señal inducida por la ionosfera, la transmisión de satélites de navegación utiliza por lo menos dos frecuencias cercanas. Del proceso de corrección se obtiene información útil para la meteorología del espacio, como el contenido total de electrones y el perfil de densidad de electrones.

### 2.2.5.2 Radar

Los radares (radiodetección y determinación del alcance) transmiten señales pulsadas al objeto que ha de observarse y recogen la señal retrodispersada. En esencia, los radares miden la distancia (o alcance) y la potencia retrodispersada obtenida de la reflectividad del radar o sección transversal de radar del cuerpo.

La ecuación de radar puede expresarse de diferentes formas. La más sencilla es:

$$P_s = \frac{P_t \cdot G}{4\pi \cdot r^2} \cdot \sigma \cdot \frac{1}{4\pi \cdot r^2} \cdot A_{\text{eff}} \quad (2.23)$$

donde  $P_s$  es la energía retrodispersada a la antena;  $P_t$ , la potencia transmitida por la antena;  $G$ , la ganancia de la antena;  $A_{\text{eff}}$  el área efectiva de la antena receptora del radar;  $r$ , la distancia, y  $\sigma$ , la sección transversal del radar. Por consiguiente:

$P_t G / 4\pi r^2$  es la potencia que alcanza el objetivo a distancia  $r$ ;

$P_t G / 4\pi r^2 \cdot \sigma$  es la potencia reflejada por el objetivo;

$P_t G / 4\pi r^2 \cdot \sigma / 4\pi r^2$  es la fracción de la potencia reflejada (isotrópicamente) que regresa a la antena.

La ganancia de la antena puede expresarse como  $G = 4\pi \cdot A_{\text{eff}} / \lambda^2$  (una relación que deriva directamente de la ley de difracción). Al expresar el área efectiva de la antena receptora del radar  $A_{\text{eff}}$  a partir de esta fórmula alternativa y añadirla a la ecuación 2.23, se obtiene:

$$P_s = \frac{P_t \cdot G^2 \cdot \lambda^2}{64\pi^3 \cdot r^4} \cdot \sigma \quad (2.24)$$

Diferentes tipos de radar favorecen la medición de o bien la exactitud del alcance (altímetros) o la exactitud de la reflectividad/sección transversal (dispersómetros). Los radares de nubes y precipitación se centran tanto en el alcance (perfil vertical) como en la reflectividad. Una característica que puede destacarse es la resolución de imagen de los radares de apertura sintética (SAR).



### Altimetría de radar

El principal objetivo de la altimetría es medir el nivel del mar y cartografiarlo para determinar la topografía de la dinámica del océano. Las características de un radar se optimizan para mejorar la medición del alcance tanto como sea posible. El nivel del mar se mide en función del tiempo que tarda un impulso del radar para alcanzar la superficie del mar y regresar al satélite. Puesto que el nivel del mar se calcula como la distancia del satélite, este debe ubicarse con extrema exactitud. Para que las órbitas sean precisas, se emplean uno o más de los sistemas siguientes:

- a) seguimiento láser del satélite por estaciones en tierra y espejos reflectantes láser en el satélite;
- b) radio posicionamiento basado en redes de estaciones transmisoras y receptoras en tierra y un transpondedor en el satélite;
- c) receptor GPS a bordo del satélite.

Una desventaja de la altimetría de radar es que la visión debe limitarse únicamente al nadir; de lo contrario, los ecos de áreas circundantes interfieren en el análisis del tiempo. En consecuencia, el ciclo de observación es muy largo. Se deben realizar correcciones para dar cuenta de la rotación ionosférica (las dos frecuencias que se utilizan son: ~13,6 GHz (principal) y ~5,3 GHz (de apoyo); y vapor de agua (se utiliza un radiómetro de microondas coalineado a ~23 GHz (principal) y ~35 GHz y/o ~19 GHz (de apoyo)).

Además de medir el alcance, un altímetro también registra y analiza las fluctuaciones y mide la intensidad del eco. Se realizan las observaciones siguientes:

- a) altura significativa de la ola: determinada a partir del análisis de la difusión en el tiempo de los ecos recogidos;
- b) nivel del mar: determinado a partir del filtrado de las fluctuaciones relacionadas con las olas y teniendo en cuenta la altura instantánea del satélite con respecto al geode;
- c) velocidad del viento: determinada a partir del análisis de la fluctuación de la intensidad de los ecos;
- d) conocimiento mejorado del geode: determinado a partir de estadísticas a largo plazo del nivel del mar observado;
- e) contenido total de electrones: obtenido como un subproducto de la corrección de la rotación ionosférica.

### Dispersimetría de radar

A diferencia de la altimetría de radar, en que lo principal es la medición del alcance, la dispersimetría de radar permite optimizar la exactitud de la sección transversal de radar medida  $\sigma$  (véase la ecuación 2.24), con frecuencia normalizada y denominada  $\sigma^0$  (sigma cero). Aunque el subsistema de telemetría puede no estar presente en el instrumento, la calibración debe ser sumamente exacta.

La sección transversal de radar es una función de la propiedad dieléctrica del objetivo, la geometría de visualización, y la radiación incidente (longitud de onda, polarización). Los dispersómetros se utilizan principalmente para determinar el viento de la superficie del mar. El objetivo son las ondas capilares, que están estrechamente vinculadas a la tensión del viento. El  $\sigma^0$  cambia con la velocidad del viento, la dirección relativa del viento y la línea de visión. Al medir  $\sigma^0$  en varios ángulos acimutales, pueden determinarse tanto la velocidad como la dirección.

La relación entre  $\sigma^0$  y el viento es complicada: la solución práctica es empírica o semiempírica. Además, no es una relación única por lo que respecta a la dirección: con dos ángulos de visión,

persisten varias ambigüedades (con tres ángulos persisten menos ambigüedades). Cuando los valores de  $\sigma^0$  se asimilan directamente en un modelo de predicción numérica del tiempo que tiene en cuenta la interacción ola-atmósfera, el modelo resuelve las ambigüedades.

Las diferencias entre las mediciones de viento realizadas por dispersómetros y por radiómetros pasivos de microondas pueden resumirse como sigue: i) los radiómetros pasivos de microondas, en general, solo proporcionan información sobre la velocidad del viento; solo puede obtenerse información sobre la dirección si varios canales radiométricos están dotados con capacidad de polarización completa; ii) la información derivada de la dispersometría suele ser de mejor calidad, especialmente para velocidades del viento bajas (inferiores a  $\sim 3$  m/s); sin embargo, para altas velocidades (superiores a  $\sim 20$  m/s), los radiómetros pasivos de microondas pueden ser más acertados.

Diseñados principalmente para la medición del viento en la superficie del mar, los dispersómetros realizan diversos tipos de observaciones:

- viento en la superficie del mar en todas las condiciones meteorológicas (banda C) o en casi todas las condiciones meteorológicas (banda  $K_u$ );
- presión del aire en la superficie del mar (obtenidas aplicando relaciones geostróficas a los mapas eólicos);
- humedad del suelo en superficies con poca vegetación (banda C y, ocasionalmente, banda  $K_u$ );
- índice de área foliar o biomasa total en vegetación densa (bosque);
- tipo de hielo (edad, rugosidad) en los casquetes polares;
- equivalente en agua de la nieve (para lo que se prefiere la banda  $K_u$ ).

### Radar de nubes y precipitación

Mientras que el altímetro de radar se centra en la determinación del alcance y el dispersómetro de radar en la sección transversal de radar, el radar de nubes y precipitación se concentra en ambos. La determinación del alcance es necesaria para medir el perfil vertical de las partículas de las nubes, mientras que  $\sigma$  es necesario para deducir la concentración y el tamaño de las partículas reflectantes. Sin embargo, la exactitud necesaria en la determinación del alcance para obtener un perfil de precipitación es del orden de 100 m, en lugar de 1 cm en el caso de la altimetría.

En el caso de las gotitas de lluvia, siempre que su diámetro  $D$  sea inferior a  $\lambda/10$  (esto es, en condiciones de dispersión de Rayleigh), la sección transversal de radar es:

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot K^2 \cdot D^6 \quad \text{donde } K \text{ es la constante dieléctrica} \quad (2.25)$$

La radiación retrodispersada total recibida por el radar es la suma de todos los reflectores de todos los diámetros en el campo de visión instantáneo. Suponiendo una distribución de Marshall-Palmer ( $N_0 \cdot e^{-\lambda D}$ ) para los diámetros de partículas, la reflectividad total puede expresarse como:

$$Z = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot \int_0^{D_{\text{máx}}} K^2 \cdot N_0 \cdot e^{-\lambda D} \cdot D^6 \cdot dD \quad (\text{válido para } D \ll \lambda) \quad (2.26)$$

Las ecuaciones 2.25 y 2.26 suelen aplicarse a radares meteorológicos en tierra que utilizan la banda S ( $\sim 10$  cm) o la banda C ( $\sim 5$  cm). Se las comparará con  $D \sim 0,5$  cm, típico de nubes de precipitación. Esas frecuencias no se utilizan desde el espacio, ya que el campo de visión instantáneo correspondiente en tierra, que tiene una antena de tamaño razonable, es demasiado impreciso. Debido a las normas relativas a frecuencias, las que se pueden utilizar en un radar

a bordo de un vehículo espacial son  $\sim 14$  GHz ( $\sim 2$  cm),  $\sim 35$  GHz ( $\sim 0,9$  cm) y  $\sim 94$  GHz ( $\sim 0,3$  cm). Por lo tanto, las ecuaciones 2.25 y 2.26 no son plenamente aplicables, pero deben corregirse de manera compleja para representar las condiciones de dispersión de Mie.

Una vez medida la reflectividad  $Z$ , hay varias formas de convertir  $Z$  en la tasa de precipitación  $R$ . Primero, hay que deducir la tasa de precipitación en la superficie. Esta no puede medirse directamente desde el espacio, pero, en su defecto, debe derivarse de las propiedades medidas en la columna vertical relacionadas con el perfil de precipitación.

El radar de nubes y precipitación es la única técnica que permite realizar mediciones de la base de la nube, una variable importante para la meteorología aeronáutica y para el clima. La exactitud y fiabilidad de la medición dependen de la frecuencia del radar; además, el radar debe penetrar todo el espesor de la nube. Desde un punto de vista operativo, los radares de nubes y precipitación tienen varias desventajas, sobre todo su restricción de banda, que impide ciclos de observación frecuentes. Por lo tanto, aunque la captura de imágenes pasivas en microondas siga siendo la base para la observación frecuente de la precipitación, la exactitud de los datos de precipitación obtenidos con radiometría pasiva en microondas debe afinarse más. La disponibilidad continua de por lo menos un radar en el espacio es necesaria para "calibrar" el sistema de radiómetros pasivos en microondas, siguiendo el concepto de la Misión de medición de la precipitación global.

### Radar de abertura sintética

En el intervalo de microondas, la resolución espacial está limitada por la difracción. Para un radar de exploración lateral con una visión de un ángulo  $\theta^\circ$  respecto del nadir, a la altura orbital  $H$  y con un diámetro de antena  $L$ , y suponiendo una superficie plana, el campo de visión instantáneo es:

$$\text{IFOV} = 1,24 \cdot \frac{H \cdot c}{\cos \theta \cdot L \cdot v} \quad (2.27)$$

El cuadro 2.10 presenta la relación entre el campo de visión instantáneo y  $L$  para radares en varias bandas, suponiendo que  $\theta = 23^\circ$  y que  $H = 700$  km (parámetros del radar de abertura sintética (SAR) en el SeaSat, figura 2.21). En el cuadro se ilustra que sería muy difícil cumplir los requisitos si  $\text{IFOV} = 1$  km y que ello sería imposible si  $\text{IFOV} = 100$  m o menos con un concepto de antena de abertura real.

**Cuadro 2.10. Ejemplos de resoluciones y tamaños de antena correspondientes para las frecuencias típicas que utilizan los SAR**

	Banda L ( $\sim 1,3$ GHz)	Banda C ( $\sim 5,4$ GHz)	Banda X ( $\sim 9,6$ GHz)
IFOV si $L = 1$ m	220 km	60 km	30 km
L requerido si $\text{IFOV} = 1$ km	220 m	52 m	30 m
L requerido si $\text{IFOV} = 100$ m	2 200 m	520 m	300 m
L requerido si $\text{IFOV} = 10$ m	22 000 m	5 200 m	3 000 m

En el concepto de SAR (figura 2.21), la antena se extiende a lo largo del movimiento del satélite. Sus dimensiones estrechas permiten determinar la banda y son paralelas a la trayectoria subsatelital. El lado más largo permite determinar el área donde habrán de analizarse las señales. La huella del radar corresponde a la de una antena de abertura real, pero la situación varía según los elementos de resolución en el campo (píxeles). Los píxeles a través de la banda se hallan a diferentes distancias del satélite. El satélite puede localizarlos gracias a su capacidad para distinguir cambios pequeños en el alcance. Los ecos de los píxeles frente a la línea de la trayectoria transversal del subsatélite se ven afectados por un cambio Doppler positivo (en el que una frecuencia es más elevada que la transmitida); los ecos de los píxeles detrás de la línea experimentan un cambio Doppler negativo. Al captar el instante de la inversión de cambio, se puede asignar píxeles con una ubicación a lo largo de la trayectoria del satélite.

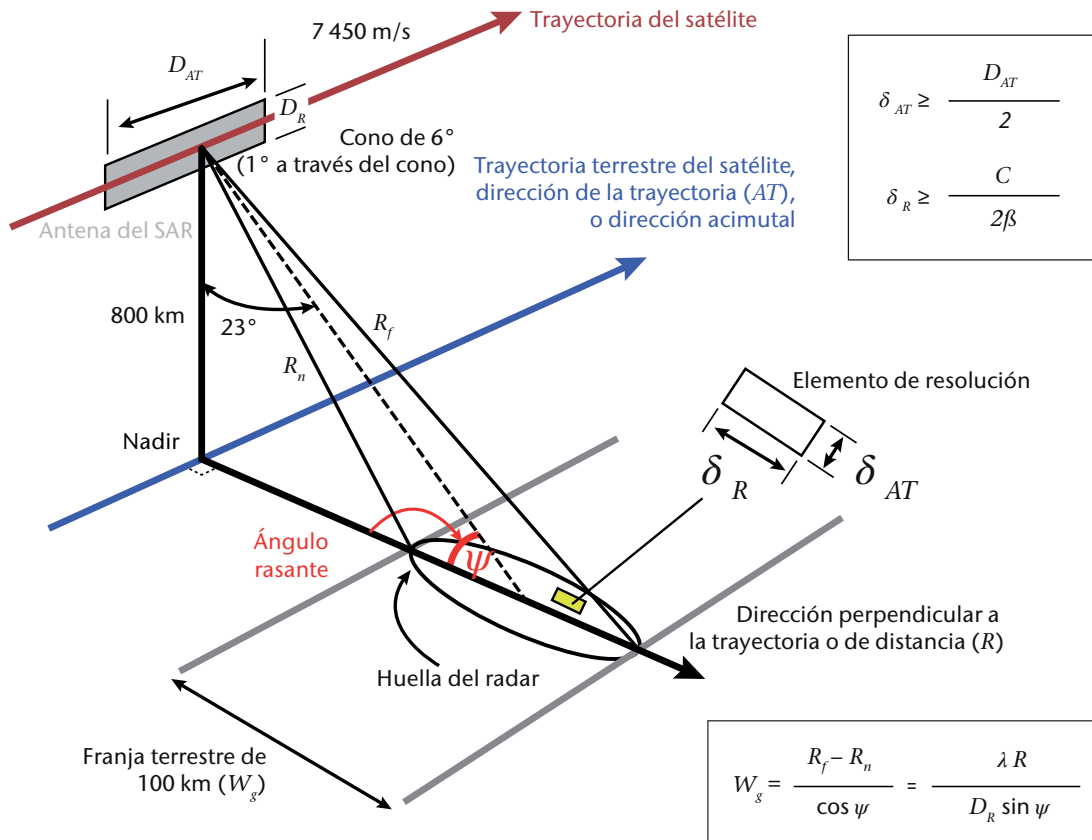


Figura 2.21. Principio del SAR

El SAR puede utilizarse en diferentes modos operativos, según la compensación entre la resolución y la franja, y la combinación de las polarizaciones transmitidas y recibidas. Se ha diseñado un modo operativo para los espectros de olas. Se muestrea una parte pequeña de la imagen (imagen reducida) a intervalos. Por ejemplo, el satélite de observación del medio ambiente (Envisat) produce imagen reducida de 5 km x 5 km en la resolución espacial óptima de 30 m y toma muestras cada 100 km en el sentido de la trayectoria. Los ecos en la imagen reducida se analizan para trazar los espectros de potencia, que permiten determinar la dirección dominante de la ola, la longitud o el período y la potencia dominantes de la ola relacionadas con la altura significativa de la ola.

La lista de las aplicaciones del SAR es extensa, pese a que no todas las bandas son adecuadas para todas las aplicaciones:

- características de la circulación oceánica (remolinos) y olas (preferiblemente, banda L);
- contaminación de los océanos y derrames de petróleo (preferiblemente, banda C);
- capa de hielo marino y tipo (edad) (cualquier banda);
- capa de hielo terrestre (glaciares) (cualquier banda);
- condiciones de fusión de la nieve y equivalente en agua de la nieve (preferiblemente, banda X);
- humedad del suelo en superficie (preferiblemente, banda L, en especial para zonas alrededor de raíces);

- g) tipo de vegetación (preferiblemente, banda C) y biomasa total (preferiblemente, banda P);
- h) uso de la tierra y urbanización (preferiblemente, banda C);
- i) detección de estructuras geológicas (preferiblemente, banda X);
- j) vigilancia de desastres e inventarios de daños (preferiblemente, banda X);
- k) control del tráfico marítimo y control militar (preferiblemente, banda X).

Se pueden utilizar otras aplicaciones importantes mediante la interferometría, puesto que el control de fase de la señal del SAR es sumamente exacto. Las señales de las diferentes órbitas del mismo u otros satélites pueden registrarse conjuntamente para aplicar la interferometría. Esto permite, por ejemplo, obtener datos sobre la topografía de la superficie terrestre para mejorar el modelo de elevación digital, y medir la altura de los icebergs.

Al aplicar la interferometría entre los pasos del mismo satélite en una órbita con un ciclo de repetición, pueden medirse los cambios, por ejemplo la deriva de un iceberg, las variaciones de la cobertura glaciárica y de la extensión de lagos, las variaciones de la topografía de la superficie volcánica y los bradisismos, la erosión costera y la urbanización.

### 2.2.5.3 **Lidar**

Si bien el principio de detección y localización por ondas luminosas (lidar) es el mismo que el del radar, el intervalo electromagnético es diferente: el radar utiliza microondas y el lidar, ondas cortas. La mayoría de los lidares utilizan longitudes de onda en el intervalo del ultravioleta (por ejemplo, 355 nm), del visible (por ejemplo, 532 nm), del infrarrojo cercano (por ejemplo, 1 064 nm) o del infrarrojo de onda corta (por ejemplo, 1 550 nm); también pueden utilizarse longitudes de onda más largas (por ejemplo, 10,6  $\mu\text{m}$ ). La fuente es un láser (amplificación de la luz por estímulo en la emisión de radiaciones), que es sumamente direccional. No obstante, la amplia distancia entre el satélite y la Tierra implica que será necesario emplear alta potencia eléctrica y telescopios grandes para recoger la señal retrodispersada. Por lo tanto, el uso de lidar en el espacio presupone recursos considerables. Pese a que, en principio, el lidar pueda utilizarse para explorar un área para captar imágenes, hasta la fecha, los sistemas lidar en el espacio solo han apuntado al nadir o han sido monodireccionales. Las misiones siguientes se realizan con tecnología lidar:

- a) lidar de retrodispersión, para aerosoles y la altura de la cima de nubes;
- b) lidar Doppler, para el perfil del viento en aire claro;
- c) altímetro de lidar, específicamente para hielo marino;
- d) lidar de absorción diferencial, para la química atmosférica.

#### **Lidar de retrodispersión**

El lidar de retrodispersión se utiliza principalmente para la observación de aerosoles. Ello implica el uso de longitudes de onda de tamaño similar al de aerosoles muy pequeños ( $\sim 1 \mu\text{m}$ ). A fin de captar un mayor número de propiedades de aerosoles (tamaño, fase, relación absorción/dispersión y, por último, tipo), se han elaborado más conceptos. Algunos se basan en el uso de dos longitudes de onda, mientras que otros, en el láser de alta resolución espectral para distinguir los componentes de dispersión de Mie y de Rayleigh. En todo caso, un lidar de retrodispersión es un instrumento muy amplio (el telescopio puede tener una abertura de  $\sim 1 \text{ m}$ ). La huella puede ser de tan solo decenas de metros, pero se incluyen más ecos no correlacionados para aumentar la relación señal-ruido. Esos ecos contribuirán a que la resolución final se sitúe en el intervalo de unos pocos cientos de metros. La resolución vertical determinada por el sistema de determinación del alcance por lidar se establece a unos pocos cientos de metros.

Diseñado principalmente para aerosoles (la misión más exigente), el lidar de retrodispersión permite realizar diferentes tipos de observaciones, a saber:

- a) perfiles y propiedades de aerosoles (tamaño, fase, relación absorción/dispersión y tipo);
- b) altura de la cima de nubes (con mayor precisión que con técnicas pasivas en el infrarrojo cercano y el infrarrojo);
- c) espesor óptico de nubes finas (cirrus) y base de la nube de nubes semitransparentes;
- d) nubes estratosféricas polares;
- e) discontinuidades atmosféricas, como la tropopausa y la cima de la capa límite planetaria, derivada del cambio del índice de refractividad.

### Lidar Doppler

El lidar Doppler permite realizar sobre todo observaciones de perfiles del viento, una variable clave de la predicción meteorológica.

La técnica operativa actual disponible para observar el perfil del viento consiste en seguir el movimiento de las nubes o bancos de vapor de agua en imágenes frecuentes, ya sea desde satélites geoestacionarios o desde satélites de órbita polar en zonas polares con pasos de satélite frecuentes. Esto limita la posibilidad de efectuar mediciones únicamente a alturas donde hay trazadores (generalmente una capa, en ocasiones dos). Se prevé que pronto se podrán realizar sondeos hiperspectrales en el infrarrojo en la órbita geoestacionaria; cuando esta tecnología esté disponible, se obtendrán perfiles del vapor de agua frecuentes, y las configuraciones del vapor de agua se seguirán en diversas alturas. Sin embargo, se prevé que la resolución vertical y exactitud serán limitadas y que la cobertura no comprenderá latitudes altas.

El seguimiento del movimiento de las nubes es la única técnica disponible para zonas nubladas, pero el lidar Doppler permite hacer el seguimiento de las propiedades en aire claro. El trazador consta de torbellinos de la atmósfera turbulenta, aerosoles y dispersión molecular.

El aprovechamiento del desplazamiento Doppler debido al viento implica una visualización oblicua. La frecuencia de repetición del impulso láser es tal que el campo de visión instantáneo correspondiente puede ser inferior a 100 m. No obstante, como en cualquier radar o lidar, numerosos ecos sin correlación deben promediarse para mejorar la relación señal-ruido: la resolución final es un campo de visión instantáneo de varias decenas de kilómetros. Debido a la disponibilidad limitada de energía eléctrica, el instrumento tiene un ciclo de trabajo limitado; por ejemplo, puede muestrear a intervalos de 200 km a lo largo de una línea paralela a la trayectoria subsatelital. La resolución vertical de los datos del viento reunidos depende de la frecuencia de muestreo del eco de retorno. Esto se afina para una resolución vertical de cerca de 1 km en la troposfera media, inferior a 1 km en la capa límite planetaria y superior a 1 km en la estratosfera. Ninguna técnica basada en el seguimiento de las nubes y del vapor de agua desde una órbita geoestacionaria puede competir con este rendimiento. La exactitud anticipada del componente horizontal del viento es inferior a 2 m/s.

Un lidar Doppler es un instrumento muy ancho (el telescopio puede tener una abertura de 1,5 m). Necesita un satélite específico en una órbita inferior a la empleada habitualmente para satélites meteorológicos.

Una importante limitación del lidar de viento es la cobertura. Dado que un instrumento abarca solamente una línea paralela a la trayectoria subsatelital, sería necesaria una constelación de satélites para obtener una cobertura frecuente. Mientras no pueda lograrse la continuidad de este tipo de constelación, el sistema de referencia para el perfil del viento seguirá siendo la captura de imágenes y sondeos hiperspectrales desde la órbita geoestacionaria, y el lidar Doppler prestará apoyo para la calibración general del sistema.

Otra dificultad respecto al lidar de viento es que la medición solo se puede realizar en el sentido de la trayectoria (unidimensional), lo que significa que, para obtener el componente horizontal en dos dimensiones requerido, se debe asimilar en un modelo de predicción numérica del tiempo.

El lidar Doppler está diseñado principalmente para el viento, que es la misión más exigente. Realiza diversos tipos de observaciones, a saber, perfil del viento en aire claro o con cirrus finas, perfil de aerosoles (de la intensidad del eco), y altura de la cima de nubes.

### **Altímetro de lidar**

Los altímetros de radar pueden realizar mediciones tan exactas como de unos pocos centímetros. No obstante, por encima de los 20 km, su resolución horizontal es más bien baja. Utilizando el procesamiento de la señal del SAR en el sentido de la trayectoria, la resolución puede aproximarse a ~300 m, lo cual sigue siendo insuficiente para la detección exacta de los límites. Otra limitación de los altímetros de radar es su falta de idoneidad para observar superficies con alta emisividad (y, por tanto, baja reflectividad) en el intervalo de microondas, como la tierra y el hielo.

El lidar no presenta esas limitaciones. La resolución horizontal puede ser de algunas decenas de metros y la resolución vertical inferior a 10 cm. Esta resolución fina permite captar el límite entre el agua del mar y el hielo polar (tras pasos sucesivos) y perfilar la altura a lo largo de la trayectoria para trazar el espesor del hielo.

A fin de operar sobre el mar, pese a que la reflectancia en el espectro visible y del infrarrojo cercano es muy baja, un altímetro de lidar debe tener un telescopio de gran tamaño (con una abertura de ~1 m). Para mejorar la relación costo-eficacia, suele agregarse un sensor con una segunda longitud de onda para observar la atmósfera (por ejemplo, la longitud de onda de 1 064 nm se utiliza para la superficie y la de 532 nm, para la atmósfera). En este caso, un altímetro de lidar funciona como un radar de retrodispersión ordinario.

Al igual que cualquier otro altímetro, el altímetro de lidar exige una determinación de la órbita sumamente exacta, ya que la medición básica del alcance proporciona la distancia del objeto al satélite en órbita. La determinación exacta de la órbita se consigue mediante un receptor GPS, y la telemetría láser desde una red de estaciones en tierra con una gama de retrorreflectores al satélite.

Las aplicaciones del altímetro de lidar comprenden:

- a) el espesor del hielo marino y la topografía del casquete polar;
- b) el nivel del mar y la topografía de la dinámica del océano;
- c) mejor conocimiento del geoide;
- d) la topografía de la superficie terrestre, incluidos los glaciares y los lagos;
- e) el perfil y las propiedades de los aerosoles;
- f) la altura de la cima de nubes, el espesor óptico de nubes finas y la base de nubes semitransparentes;
- g) las nubes estratosféricas polares;
- h) las discontinuidades atmosféricas, como la tropopausa y la cima de la capa límite planetaria.



### Lidar de absorción diferencial

El principio de la absorción diferencial es realizar observaciones complementarias de un elemento específico en la cresta de absorción y en una ventana atmosférica próxima. El uso del lidar para este propósito es la única manera de obtener perfiles de alta resolución vertical en la capa límite planetaria, donde una resolución tal es sumamente importante. (El perfil se observa también en capas superiores, como la estratosfera).

Las condiciones necesarias para que se aplique el lidar de absorción diferencial son: que la presencia del elemento sea relativamente abundante; que la línea de absorción sea firme y se encuentre en una región "limpia" para el uso del espectroscopio, y que haya una ventana atmosférica "limpia" cerca. Algunos ejemplos de posibles aplicaciones son:

- a)  $\text{CO}_2$ , utilizando líneas en  $1,57 \mu\text{m}$  en la ventana entre  $1,6$  y  $1,7 \mu\text{m}$  o líneas en  $2,05 \mu\text{m}$  en la ventana entre  $2,0$  y  $2,3 \mu\text{m}$ ;
- b)  $\text{H}_2\text{O}$ , utilizando líneas en  $935 \text{ nm}$  con ventanas en ambos lados;
- c)  $\text{O}_3$ , utilizando líneas y ventanas en la región entre  $305$  y  $320 \text{ nm}$ .

Las misiones que utilizan lidar de absorción diferencial solo se hallan en fase de propuesta o estudio de viabilidad. Dado que la anchura de la banda espectral (y, por consiguiente, la energía disponible para la observación) es muy estrecha y que el reflector (un gas) es muy débil, el instrumento debe ser gran tamaño y la medición general es tecnológicamente difícil.

## 2.3 SEGMENTOS ESPACIALES Y TERRENOS

La observación de la Tierra desde el espacio supone un sistema complejo compuesto por: i) un segmento espacial para realizar observaciones, y ii) un segmento terrestre para manejar el segmento espacial y procesar los datos de observación.

### 2.3.1 Segmento espacial

El segmento espacial de un sistema satelital comprende lo siguiente:

- a) la plataforma (también denominada bus);
- b) los instrumentos instalados a bordo;
- c) las herramientas de comunicación para recibir instrucciones y transmitir a tierra los resultados del instrumento.

El tamaño y/o la masa de los satélites para la observación de la Tierra pueden ser de dos órdenes de magnitud, a saber:

- a) nanosatélites:  $< 10 \text{ kg}$  (en realidad, su uso para la observación operacional de la Tierra es poco probable);
- b) microsátélites:  $10$  a  $100 \text{ kg}$ ;
- c) minisatélites:  $100$  a  $500 \text{ kg}$ ;
- d) satélites pequeños:  $500$  a  $1\,000 \text{ kg}$ ;
- e) satélites medianos:  $1$  a  $2$  toneladas;
- f) gran instalación:  $> 2$  toneladas.

### 2.3.1.1 **Servicios de plataforma**

La plataforma del satélite alberga los instrumentos y presta varios servicios:

- a) energía eléctrica para instrumentos, telecomunicaciones y demás subsistemas satelitales;
- b) servicios de navegación para la referenciación geográfica de las observaciones;
- c) control de actitud para la correcta orientación de los instrumentos y la estabilización;
- d) control térmico para mantener los instrumentos en determinadas condiciones de funcionamiento;
- e) dispositivos de mantenimiento para hacer el seguimiento y control del estado de todos los subsistemas satelitales;
- f) propulsión para el mantenimiento de la órbita y, de ser necesario, para cambios en la órbita;
- g) capacidad de procesamiento para administrar los diversos subsistemas de la plataforma;
- h) capacidad de procesamiento para tratar los datos de los instrumentos y dar formato a los flujos de datos que se transmitirán;
- i) dispositivo de almacenamiento para el registro de datos mundiales a bordo;
- j) instalaciones de comunicación para recibir instrucciones desde tierra;
- k) instalaciones de comunicación para transmitir a tierra los datos de observación y mantenimiento;
- l) otros servicios de comunicación, para los que la plataforma solo tiene una función de retransmisión.

### 2.3.1.2 **Sistemas de navegación y posicionamiento**

Los sistemas de navegación y posicionamiento son necesarios para la geolocalización de los datos observados, durante y después de la visualización, y seguidamente para el procesamiento en tierra. Se utilizan los sistemas siguientes:

- a) retrorreflectores láser;
- b) receptores GNSS;
- c) sistemas de radioposicionamiento;
- d) rastreadores de estrellas.

#### **Retrorreflectores láser**

Los retrorreflectores láser son espejos que, por lo general, son aristas cúbicas. Reflejan rayos láser que se envían al satélite desde emplazamientos terrestres dotados con láser durante las sesiones de posicionamiento. Los retrorreflectores láser se utilizan en numerosos satélites para la determinación precisa de una órbita a posteriori. Para ello, se procesan posteriormente una serie de mediciones que se realizan solo de noche y con cielo despejado. En el análisis participa una red completa de estaciones en tierra coordinadas. Los resultados son escasos y solamente se dispone de ellos con cierto retraso, pero son tan exactos que pueden utilizarse para aplicaciones geodésicas del espacio.

## Sistemas de radioposicionamiento

Los sistemas de radioposicionamiento están específicamente diseñados para apoyar misiones de altimetría. Están compuestos por enlaces de radio entre el satélite, por un lado, y estaciones de transmisión y/o recepción en tierra, por otro. El posicionamiento se realiza en tiempo casi real y, con mayor precisión, luego del procesamiento posterior. Dos ejemplos de estos sistemas son:

- a) el Sistema Doppler de Orbitografía y Radioposicionamiento Integrados por Satélite (DORIS), que mide el desplazamiento Doppler de las señales desde estaciones en tierra, y
- b) el Equipo de determinación de la distancia y de su velocidad de variación (PRARE), que mide las diferentes señales desde una red de estaciones en tierra.

## Receptores GNSS

Estos sistemas aprovechan la diferencia de fase de las señales de varios satélites del GNSS. El GNSS comprende las constelaciones de satélite de navegación de los Estados Unidos de América (GPS), la Federación de Rusia (GLONASS), la Unión Europea (Galileo) y China (Compass, conocido como “Beidou” en chino). En la actualidad, un gran número de satélites utiliza receptores GNSS para apoyar su navegación. El posicionamiento se realiza en tiempo real.

## Rastreadores de estrellas

Los rastreadores de estrellas son captadores de imágenes con dispositivos de acoplamiento de carga que rastrean estrellas brillantes, reconocen sus características y envían información al sistema de control de actitud del satélite. Los rastreadores de estrellas controlan continuamente la actitud de los satélites con mucha mayor exactitud que los sistemas basados en la detección del horizonte. Esto es necesario para los instrumentos que requieren información precisa sobre la orientación (por ejemplo, las sondas del limbo), tanto para controlar la actitud activa durante el vuelo como para el procesamiento posterior de los datos de los instrumentos. Actualmente, un número cada vez mayor de satélites está dotado con rastreadores de estrellas.

### 2.3.1.3 **Orientación y estabilización**

Los sistemas de orientación y estabilización son las principales propiedades de la plataforma que permiten determinar la capacidad de apuntamiento del instrumento.

El del lado de la plataforma en que se encuentran los sensores debería, en el mejor de los casos, apuntar hacia la superficie de la Tierra, a menos que la misión satelital tenga un propósito distinto (como vigilar el Sol). Dado que la plataforma tiende a mantener una orientación fija con respecto a las estrellas durante su movimiento orbital, se necesita un mecanismo de estabilización.

El mecanismo de estabilización por rotación es el más sencillo, puesto que es pasivo e inercial. El eje de rotación tiende a mantener una orientación constante con respecto a las estrellas y, por consiguiente, no cumple el requisito de orientación de la Tierra. En el caso de los satélites en órbitas geoestacionarias, si el eje de rotación se fija paralelamente al eje de rotación de la Tierra, la superficie terrestre se explora por un período de tiempo breve (cerca del 5% del tiempo en órbita del satélite) durante cada rotación satelital. En el caso de los orbitadores bajos, la orientación del eje de rotación puede fijarse específicamente para permitir que el instrumento apunte hacia la superficie terrestre durante una fracción de tiempo. En todo caso, la estabilización de la rotación solo es adecuada cuando el balance radiométrico del instrumento es suficiente para realizar las mediciones para las que el instrumento fue diseñado, a pesar de la pequeña fracción de tiempo de observación útil. Además, la estabilización de la rotación solamente puede realizarse para uno o muy pocos instrumentos en una plataforma.

La estabilización en tres ejes es mucho más adecuada para mantener una orientación constante hacia la Tierra y también se puede realizar con un mayor número de instrumentos en una plataforma. Ello permite un control de actitud activo del satélite con respecto a las rotaciones alrededor del eje perpendicular al plano orbital (cabeceo), del eje tangente al movimiento instantáneo en órbita (alabeo), y a la dirección del nadir (guiñada).

El control activo es crítico, pues conlleva la determinación exacta de la actitud (mediante, por ejemplo, detección del horizonte, rastreadores de estrellas o receptores GNSS) y activadores eficientes (como dispositivos de micropropulsión, giróscopos, detectores del cambio de ángulos muy finos y sistemas electrónicos de control eficiente). La pérdida de control activo es una de las principales causas de fracaso de las misiones. El control activo puede afectar a la calidad de los datos debido a una exactitud limitada, en particular en el caso de los instrumentos de alta resolución y órbitas altas (órbitas geoestacionarias), y la perturbación mecánica de la dirección del instrumento en relación con la puesta en marcha de los activadores.

Además de los principales sistemas de orientación y estabilización (por rotación y control en tres ejes), también se emplean sistemas de control de actitud inteligentes, sobre todo para satélites pequeños. Por ejemplo, el sistema de gradiente de gravedad utiliza una barra larga que suele orientarse hacia la dirección del nadir, de modo que siempre mantiene un lado de la plataforma apuntando hacia la superficie de la Tierra.

#### 2.3.1.4 **Sistema de mantenimiento**

En el diseño de satélites, es fundamental que haya un equilibrio entre las capacidades instaladas a bordo y las que pueden ponerse en marcha en tierra si se dispone de suficiente información sobre las funcionalidades a bordo. El uso de equipo informático a bordo puede ser costoso, proclive a fallas irreversibles y tener un funcionamiento limitado. Por lo tanto, conviene reservar la instalación de esos equipos para los casos en los que sea totalmente indispensable y lo suficientemente seguro. Además, el sistema de mantenimiento proporciona toda la información complementaria necesaria para procesar con exactitud los datos en tierra.

Mediante el sistema de mantenimiento se pueden administrar tanto la plataforma (deformaciones, la temperatura de superficies radiantes, la actitud, el estado de los generadores de energía y todos los demás subsistemas) como los instrumentos (el estado y la temperatura de las diversas partes, las señales de control para la electrónica, etc.). En general, el sistema de mantenimiento de instrumentos está, al menos en parte, incorporado al propio instrumento.

La cantidad e integridad del mantenimiento son factores que permiten distinguir la categoría de un satélite. Los satélites operativos están dotados con numerosos dispositivos de mantenimiento para vigilar los subsistemas y la posible activación de maniobras de recuperación, por ejemplo, al pasar a unidades redundantes. La información relativa al mantenimiento también es un elemento fundamental para la calibración exacta de los instrumentos y la georreferenciación de datos.

Pese a la importancia que reviste un buen sistema de mantenimiento, la exactitud de lo que se puede obtener mediante ese tratamiento del programa informático tiene limitaciones. Los errores residuales de las correcciones o reconstrucciones del programa informático pueden exceder las posibilidades de la aplicación. Por consiguiente, ciertas correcciones dependerán del equipo informático a bordo.

#### 2.3.1.5 **Transmisión de datos**

Desde la plataforma se deben transmitir a tierra los resultados de las observaciones de diversos instrumentos. Cualquiera que sea la altura del satélite sobre la superficie terrestre, la transmisión por radio a la Tierra deberá atravesar la ionosfera y la plasmasfera, que frenan la propagación de ondas electromagnéticas con frecuencias inferiores a la frecuencia crítica del plasma (~25 MHz). Debe haber visibilidad directa entre el transmisor y el receptor tanto en el satélite como en la estación en tierra.

El método más sencillo para la recopilación de los datos observados desde un satélite es mediante transmisión directa en tiempo real. En el caso de un satélite en órbita terrestre baja, una estación en tierra obtendrá todos los datos que transmita el satélite cuando atraviese el intervalo de adquisición. La amplitud del intervalo de adquisición es la misma que la del campo de visión del satélite para el ángulo cenital:  $\zeta = 90^\circ$  (en principio), o  $\zeta = 85^\circ$  (con un riesgo menor de interferencias de fuentes terrestres o de oclusión de la orografía). En el cuadro 2.1 puede observarse que, por ejemplo, para una altura de satélite de 800 km, el intervalo de adquisición es una circunferencia de 5 000 km de diámetro (si  $\zeta = 85^\circ$  o de elevación =  $5^\circ$ ).

Cuando la velocidad del satélite es del orden de 400 km/min y el paso del satélite se centra en la estación de adquisición, el período de adquisición dura a lo sumo 15 minutos cuando y se reduce a unos pocos minutos en los pasos periféricos.

Este tipo de adquisición es el más conveniente, ya que proporciona al usuario los datos observados en tiempo real para su procesamiento inmediato. No obstante, la estación receptora local solo puede obtener los datos observados y transmitidos durante el paso del satélite en el intervalo de adquisición. En el caso de la órbita geoestacionaria, una estación ubicada en el campo de visión puede recibir transmisión directa continua.

Otra forma de recepción de datos por satélite en órbita terrestre baja consiste en almacenar los datos observados a bordo y transmitirlos a pedido cuando el satélite sobrevuela una estación central de adquisición. La estación central, desde la cual también se envían instrucciones al satélite, posee el mismo intervalo de adquisición que el de cualquier estación local; si se coloca a una latitud elevada, puede reunir datos de numerosas órbitas. En el cuadro 2.4 puede observarse que la mayoría de las órbitas heliosincrónicas pasan a menos de  $10^\circ$  del polo, de modo que una estación central ubicada a una latitud de, por ejemplo,  $80^\circ$ , interceptará todas las órbitas y transmitirá la recopilación mundial de datos. El método de adquisición de almacenamiento y eliminación posee la ventaja de posibilitar la recuperación de datos para el mundo entero, pero también presenta varios inconvenientes:

- a) El acceso a los datos es más lento, ya que el retraso en la disponibilidad de datos comprende el tiempo necesario para realizar toda la órbita (hasta 100 minutos), recibir los datos en la estación central (alrededor de 10 minutos), retransmitirlos a la instalación central de procesamiento (unos 10 minutos) y redistribuirlos a los usuarios (aproximadamente 10 minutos). Así pues, el retraso total en la disponibilidad de datos es de 2 a 3 horas.
- b) El satélite debe transmitir los datos acumulados en una órbita (aproximadamente 100 minutos) en el tiempo transcurrido en el intervalo de adquisición de la estación central (aproximadamente 10 minutos). Por lo tanto, la velocidad de transmisión de los datos y la anchura de la banda deben ser de una magnitud más elevada que para la lectura directa, lo que afecta considerablemente al costo, al tamaño y a la complejidad de la estación. Este modo de adquisición es adecuado para un operador de satélites, pero, por lo general, no para un usuario individual.
- c) Hay instrumentos con velocidades de datos tan altas que no pueden almacenarse por completo a bordo: habrán de seleccionarse los datos que deberán almacenarse, bien sea afinando la resolución o seleccionando previamente las tramas (por ejemplo, la cobertura de área local o el modo de satélites los satélite de órbita polar para el estudio del medio ambiente de la NOAA (POES)).

De no obtenerse en tiempo real a nivel local, los datos reunidos en una instalación central de procesamiento deberán retransmitirse a los usuarios, por lo general, después del procesamiento previo. En el caso de los satélites en órbita geoestacionaria, puede utilizarse un transpondedor en el mismo satélite para la retransmisión de datos a las estaciones de usuarios locales.

En cuanto a los satélites en órbita terrestre baja, entre los dos casos extremos (lectura directa para la transmisión de datos en un área limitada en tiempo real o almacenamiento y eliminación de datos mundiales con un retraso de 2 a 3 horas), hay planes de recuperación de datos alternativos o complementarios, que pueden utilizar:

- a) varias estaciones de enlace descendente repartidas en el mundo, como, por ejemplo, una cerca de cada región polar; de esta manera, se reduce el período de tiempo que los datos han de almacenarse a bordo del vehículo espacial;
- b) una red de estaciones de lectura directa repartidas en el mundo; cada una de ellas adquiere datos en áreas limitadas y los retransmite a los centros de datos; de esta manera, se reduce el retraso en la disponibilidad de datos a unas pocas decenas de minutos, aunque no necesariamente se logra una cobertura mundial; o
- c) un satélite de retransmisión de datos que recibe datos en tiempo real desde las plataformas de observación y los retransmite a la instalación central de procesamiento; de esta manera, se reduce el retraso en la disponibilidad de datos a unos pocos minutos.

La recuperación a tiempo de los datos es una cuestión crucial para los satélites operativos, particularmente para la meteorología, debido a la coexistencia de requisitos de puntualidad y cobertura mundial. En lo que atañe a las aplicaciones de investigación y desarrollo, el requisito de puntualidad es menos estricto y se suele optar por el método de almacenamiento y eliminación junto con un centro de archivo y recuperación eficaz, que preste un servicio avanzado de datos.

#### 2.3.1.6 **Servicios de transmisión de datos**

Además de proporcionar datos de observación de la Tierra desde una plataforma en órbita, los satélites prestan apoyo a otros servicios, para lo que cumplen la función de retransmisión de telecomunicaciones. Las formas más utilizadas de retransmisión son las siguientes:

- a) Recopilación de datos de plataformas *in situ* ubicadas en tierra, a bordo de aeronaves, en globos, en boyas, en buques e incluso en animales migrantes. La plataforma de recopilación de datos puede transmitir todo el tiempo, a intervalos fijos, o cuando el satélite lo solicita. Las plataformas móviles pueden ubicarse a bordo de satélites cuando se trata de satélites en órbita terrestre baja. Los satélites en órbita geoestacionaria soportan plataformas de recopilación de datos en su campo de visión (regional) o plataformas de recopilación de datos transportadas en plataformas móviles (buques, aeronaves, etc.) que migran entre el campo de visión de los diferentes satélites en órbita geoestacionaria (internacionales).
- b) Detección de señales de socorro de búsqueda y salvamento emitidas por equipos de transmisión pequeños transportados por las personas en peligro. Luego, la solicitud de ayuda se retransmite a uno de los centros de una red de búsqueda y salvamento del mundo. Varios satélites meteorológicos operativos en órbitas terrestres bajas y geoestacionarias lanzan conjuntamente la misión de búsqueda y salvamento. El servicio del satélite en órbita terrestre baja se llama satélite de búsqueda y salvamento (SARSAT) y el de la órbita geoestacionaria, búsqueda y salvamento geoestacionarios (GEOSAR).
- c) Retransmisión de la información meteorológica desde los centros meteorológicos a los usuarios finales como una emisión radiofónica, o a determinados centros en el campo de visión del satélite en órbita geoestacionaria. La instalación central del sistema puede cumplir la función de enlace ascendente o delegarla a estaciones auxiliares cercanas al centro de producción de la información, que está equipado para establecer un enlace ascendente con el satélite.

#### 2.3.2 **Segmento terreno**

El segmento terreno de un sistema de satélites comprende lo siguiente:

- a) la estación central de telemando del satélite y adquisición de datos mundiales;
- b) estaciones periféricas para la adquisición de datos;

- c) centros de control de misiones y operaciones;
- d) centros de procesamiento y archivo de datos;
- e) sistemas de distribución de datos y productos.

### 2.3.2.1 **Estación central de telemando de satélites y adquisición de datos mundiales**

Este elemento del segmento terreno puede llamarse genéricamente estación de telemando y adquisición de datos. Las funciones clásicas de una estación de telemando y adquisición de datos son:

- a) recopilar secuencias de telemando del centro de control de misiones y operaciones y transmitir las indicaciones al satélite mediante un enlace ascendente (para la configuración de la carga útil, la configuración de satélites, el control de la órbita, etc.);
- b) adquirir datos de telemetría satelital (para determinar la actitud y la órbita, el estado del satélite y la carga útil, entre otros), y entregarlos inmediatamente al centro de control de misiones y operaciones;
- c) adquirir datos geofísicos y complementarios (mantenimiento, calibración, etc.) y entregarlos al centro de procesamiento y archivo de datos;
- d) indexar los flujos de datos obtenidos con el registro exacto del tiempo y los elementos orbitales.

Es posible contar solo con una estación de telemando y adquisición de datos para satélites en órbita geoestacionaria. En el caso de los sistemas de satélites casi polares, es posible evitar las órbitas ciegas colocando la estación de telemando y adquisición de datos a una latitud muy elevada (por ejemplo, Svalbard a 78° N). A fin de mejorar la disponibilidad de datos de observación en tiempo oportuno, pueden utilizarse estaciones auxiliares (por ejemplo, una estación en la Antártida). En cuanto a las órbitas de inclinación baja, se necesita una red de estaciones de telemando y adquisición de datos, siendo una de ellas la estación principal.

Las estaciones de telemando y adquisición de datos utilizan frecuencias en la banda S (alrededor de 2 100 MHz) para dar instrucciones al satélite. La banda S es prácticamente insensible a las condiciones meteorológicas y reviste menos importancia para la exactitud de la dirección. En el caso de la adquisición de datos geofísicos, se utiliza la banda L (cerca de 1 700 MHz) si la velocidad de la transmisión de datos es inferior a 10 Mbps; de lo contrario, la banda X (cerca de 8 GHz) para velocidades de la transmisión de datos hasta unos 100 Mbps, o la banda K<sub>a</sub> (cerca de 26 GHz) para velocidades de transmisión de datos de varios cientos de megabits por segundo.

### 2.3.2.2 **Centros de control de misiones y operaciones**

Puede aludirse genéricamente a estos centros como centros de control de las operaciones. Sus funciones son:

- a) recopilar información sobre el satélite, la carga útil y el estado de la órbita de las estaciones de telemando y adquisición de datos y (en el caso de la órbita) de otras estaciones de determinación del alcance;
- b) reunir requisitos de elementos tales como la configuración de la carga útil, y planificar la secuencia de mediciones del centro de procesamiento y archivo de datos y de otros usuarios con derecho a aportar requisitos al plan de la misión;
- c) analizar la información sobre el satélite, la carga útil y el estado de la órbita, así como sobre los requisitos de configuración de la carga útil y la misión; elaborar informes de seguimiento



del rendimiento de los instrumentos; formular el plan de funcionamiento y enviar instrucciones a las estaciones de telemando y adquisición de datos para transmitir en enlace ascendente al satélite;

- d) proporcionar a los centros de procesamiento y archivo de datos información complementaria que sea útil para el procesamiento de los datos y los resultados de las actividades relativas a las operaciones, la carga útil o el control de la misión (como la determinación exacta de la órbita, el comportamiento de la actitud del satélite y el estado de la carga útil).

Los centros de control de la misión están estrechamente vinculados a los usuarios, los centros de aplicación y los equipos científicos. Los centros de control de las operaciones mantienen una relación estrecha con las estaciones de telemando y adquisición de datos y las unidades encargadas del desarrollo de satélites y tienen pleno conocimiento de las características de diseño de los satélites. Ambos centros suelen ubicarse en el mismo lugar, aunque esto no sea obligatorio, y deberían contar preferiblemente con la garantía de un centro de respaldo.

### 2.3.2.3 **Centros de procesamiento y archivo de datos**

Los centros de procesamiento y archivo de datos se encargan de:

- a) recopilar datos geofísicos, datos de calibración y datos auxiliares específicos de las estaciones de telemando y adquisición de datos;
- b) adquirir datos auxiliares sobre la órbita, el satélite y la carga útil del centro de control de las operaciones;
- c) vigilar la calibración de los instrumentos y realizar intercalibraciones, según proceda;
- d) generar y controlar la calidad de diversos productos;
- e) archivar todos los productos;
- f) distribuir una selección de productos;
- g) analizar el estado de la misión, el estado de la carga útil y los requisitos de planificación de la misión;
- h) entregar los requisitos de carga útil y control de la misión al centro de control de las operaciones.

El operador de satélites suele generar los productos principales en una instalación central. Los centros especializados externos pueden complementar esos productos mediante el procesamiento de otros productos específicos.

El archivo de datos obtenidos por satélite exige mantener una alta disponibilidad de equipo informático para la captación y el almacenamiento de datos, así como para los servicios de localización y recuperación, que posibilite la conservación duradera de datos durante decenios. Los datos deben estar relacionados con los metadatos que contienen toda la información necesaria para utilizar y evaluar los datos. Los metadatos completos y normalizados y los sistemas de catálogos normalizados e interoperables a nivel mundial permiten ampliar la búsqueda de datos a escala mundial en el Sistema de información de la Organización Meteorológica Mundial.

### 2.3.2.4 **Distribución de datos y productos**

En función del volumen de datos y los requisitos de puntualidad, hay varios métodos para acceder a los datos y productos:

- a) La lectura directa desde el satélite (cuando sea posible, particularmente frecuente en el caso de satélites en órbita terrestre baja). Ello ofrece la máxima puntualidad, pero presupone la capacidad para recibir datos brutos en una estación receptora apropiada y para preprocesarlos con un paquete de programas adecuado.
- b) La retransmisión de datos por satélite en tiempo casi real después de su preprocesamiento o procesamiento completo en tierra. En el caso de satélites en órbita geoestacionaria, la retransmisión puede realizarse por medio del mismo satélite. Actualmente, la retransmisión se realiza mejor a través de canales satelitales de telecomunicación comerciales, como el sistema GEONETCast, que consta de tres servicios coordinados: EUMETCast (de la Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos), CMACast (de la Administración Meteorológica de China), y GEONETCast-América (de la NOAA). Este enfoque permite optimizar los servicios de difusión en curso en el segmento terreno, al tiempo que se tienen en cuenta las diversas misiones y fuentes de productos disponibles, independientemente de las limitaciones de diseño de los satélites.
- c) La retransmisión de datos en tiempo casi real a través de redes especializadas, como el Sistema Mundial de Telecomunicación de la Organización Meteorológica Mundial.
- d) La recuperación activa del protocolo de transferencia de ficheros de centros de datos para datos fuera de línea, específicamente de archivos.

La distribución de datos y productos puede estar sujeta a condiciones, según el estado y la política sobre datos de la agencia espacial que administra el programa (operativo, investigación y desarrollo, comercial) y del uso que se dé al programa. El acceso a los servicios de retransmisión de datos suele controlarse por criptación, con sujeción a registro, aun cuando no se cobre ningún cargo.

### 2.3.2.5 **Estaciones receptoras de usuarios**

Las estaciones de usuarios se instalan para beneficiarse de la transmisión de datos en tiempo real o casi real desde el satélite. En función de la modalidad de acceso al satélite y las necesidades del usuario, hay:

- a) estaciones de adquisición de datos de rápida transmisión para la recepción de los datos disponibles, bien sea por acceso abierto o por acuerdo con el propietario del satélite;
- b) estaciones de adquisición de datos de baja velocidad para determinados datos de poco volumen o calidad;
- c) terminales receptores de satélites comerciales de telecomunicación utilizados para la difusión de datos después del preprocesamiento o procesamiento en el centro de procesamiento y archivo de datos.

Las estaciones de adquisición de datos de rápida transmisión utilizan frecuencias de la banda L (unos 1 700 MHz) cuando la velocidad de la transmisión de datos es inferior a aproximadamente 5 Mbps; de lo contrario, se utiliza la banda X (unos 8 GHz) para velocidades de datos de hasta aproximadamente 100 Mbps. Las estaciones de adquisición de datos de baja velocidad utilizan frecuencias relativamente bajas (banda L: unos 1 700 MHz en el caso de órbita geoestacionarias, y frecuencias muy altas: unos 137 MHz en el caso de órbita terrestre baja) que pueden emplearse en estaciones móviles (como buques). Las terminales de satélites comerciales de telecomunicación utilizan la banda K<sub>u</sub> (unos 11 GHz) o la banda C (unos 3,8 GHz).

### 2.3.2.6 **Niveles de procesamiento de productos**

Las observaciones satelitales se recuperan a partir de datos brutos obtenidos con instrumentos a través de una cadena de procesamiento. Por lo general, se hace referencia a diferentes niveles de procesamiento, cuyas definiciones precisas dependen del instrumento utilizado. En el cuadro 2.11 se proporciona una descripción general de esos niveles.

**Cuadro 2.11. Descripción general de los niveles de procesamiento (habrán de adaptarse a cada instrumento)**

<i>Nivel</i>	<i>Descripción</i>	
0	Datos de instrumentos y datos auxiliares reconstruidos a partir de datos brutos después de eliminar artefactos de comunicación	
1	Datos de instrumentos extraídos, en alta resolución original, con información sobre la geolocalización y la calibración	1a (para satélites en órbita terrestre baja) o 1.0 (para satélites en órbita geoestacionaria): calibración y geolocalización anexadas pero no aplicadas
		1b (para satélites en órbita terrestre baja) o 1.5 (para satélites en órbita geoestacionaria): calibración y geolocalización aplicadas
		1c, 1d, etc.: opcional para instrumentos específicos
2	Producto geofísico recuperado de un solo instrumento en la proyección original	
3	Producto geofísico recuperado de un solo instrumento, representado en escalas reticulares temporales y espaciales uniformes, probablemente con base multiorbital (para satélites en órbita terrestre baja) o multitemporal (para satélites en órbita geoestacionaria). Proceso irreversible debido a las operaciones de remuestreo	
4	Productos compuestos de múltiples sensores y/o múltiples satélites; o resultado de un análisis de modelo	

Los datos de *nivel 0* se procesan a partir del flujo de datos brutos eliminando artefactos de comunicación (tales como marcos de sincronización y cabeceras de comunicación) y agregando todos los datos auxiliares necesarios, incluida la información sobre mantenimiento y la añadida en la estación relativa a la puntualidad y el seguimiento. Los datos de nivel 0 deberían archivar de manera permanente para posibilitar el reprocesamiento con un modelo de instrumento actualizado (por ejemplo, una mejor calibración o georreferenciación).

Los datos de *nivel 1a* o *1.0* son archivos de instrumentos (recuentos) en la proyección original del instrumento, con una matriz de deformación agregada (pero no aplicada) o algoritmo para la georreferenciación y coeficientes de calibración. El procesamiento del nivel 0 al nivel 1a/1.0 es completamente reversible. Los datos de nivel 1a/1.0 suelen archivar de forma definitiva, aunque en principio podrían reproducirse si se han archivado los datos de nivel 0.

Los datos de *nivel 1b* o *1.5* son datos calibrados, en archivos mixtos y geolocalizados en unidades físicas (por lo general, radiancias) que permanecen en la proyección original del instrumento. Debido a las operaciones de truncamiento, discretización y remuestreo, el procesamiento de nivel 1a/1.0 al nivel 1b/1.5 no es reversible. Si bien, en todo caso, el nivel 1b/1.5 puede reprocesarse a partir del nivel 1a/1.0 o nivel 0, es tal el esfuerzo de procesamiento que, por lo general, los datos de nivel 1b/1.5 se archivan de forma permanente.

Los datos del *nivel 1c* se procesan a partir de datos del nivel 1b de ciertos instrumentos para que los usuarios finales puedan utilizarlos. El procesamiento puede revertirse completamente (por ejemplo, espectros de interferogramas por transformación de Fourier) o no (por ejemplo, espectros apodizados). Por lo general, estos datos se archivan de forma permanente. Para ciertos instrumentos, pueden definirse otras fases del nivel 1 (1d, 1e, etc.) (por ejemplo, agregar banderas de nubes).

El operador de satélites realiza el procesamiento de los niveles 0 y 1. En caso de lectura directa, el operador de satélites suele garantizar la disponibilidad de un programa de preprocesamiento de nivel 0 y 1 para los usuarios de datos locales.

Los productos de *nivel 2* se obtienen a partir de los de nivel 1 mediante la aplicación de algoritmos que hacen un uso limitado de la información externa. Se añade información sobre la calidad de los datos. Estos productos se generan en la proyección original del instrumento y, por lo general, se archivan de forma permanente.

Los productos de *nivel 3* se elaboran al formar una secuencia de productos de nivel 2 de órbitas sucesivas (órbita terrestre baja) o a intervalos sucesivos (órbita geoestacionaria). Las posibles lagunas en la secuencia pueden subsanarse mediante interpolación. Debido a las operaciones de remuestreo señaladas en la representación gráfica en cuadrículas uniformes de tiempo y espacio, el nivel 3 es un procesamiento irreversible. Los operadores de satélite o los usuarios finales generan los productos fuera de línea y estos suelen archiversse de forma permanente.

Los productos de *nivel 4* se elaboran combinando datos de diferentes instrumentos de un mismo satélite o de varios, o bien con otras fuentes de datos, o por asimilación en un modelo. En los productos de nivel 4, la aportación de un instrumento de satélite específico puede ser apenas reconocible.

---

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 3. INSTRUMENTOS DE TELEDETECCIÓN .....	985
3.1 Características básicas de los instrumentos .....	985
3.1.1 Exploración, banda y ciclo de observación .....	985
3.1.2 Intervalo espectral: radiómetros y espectrómetros .....	989
3.1.3 Resolución espacial (campo de visión instantáneo, píxeles y función de transferencia de modulación) .....	991
3.1.4 Resolución radiométrica .....	993
3.2 Clasificación de los instrumentos .....	995
3.2.1 Captadores de imágenes ópticos de resolución moderada .....	996
3.2.2 Captadores de imágenes ópticos de resolución alta .....	1002
3.2.3 Sondas de onda corta de exploración a través del nadir .....	1005
3.2.4 Sondas de infrarrojos de exploración a través del nadir .....	1007
3.2.5 Radiómetros de microondas .....	1010
3.2.6 Sondas del limbo .....	1014
3.2.7 Sondas de radio ocultación del Sistema mundial de navegación por satélite ..	1017
3.2.8 Radiómetros de banda ancha .....	1019
3.2.9 Monitores de irradiancia solar .....	1020
3.2.10 Captadores de imágenes de relámpagos .....	1021
3.2.11 Radar de nubes y radar de precipitación .....	1023
3.2.12 Dispersómetros de radar .....	1024
3.2.13 Altimetros de radar .....	1026
3.2.14 Radares de imágenes (radares de abertura sintética) .....	1027
3.2.15 Instrumentos lidar .....	1030
3.2.16 Gradiómetros/acelerómetros .....	1032
3.2.17 Monitores de la actividad solar .....	1033
3.2.18 Monitores del medio espacial .....	1034
3.2.19 Magnetómetros y detectores del campo eléctrico .....	1035

## **CAPÍTULO 3. INSTRUMENTOS DE TELEDETECCIÓN**

El presente capítulo ofrece una visión general de los conceptos básicos relativos a los instrumentos, así como una introducción a las características técnicas de alto nivel de tipos representativos de instrumentos de observación de la Tierra.

### **3.1 CARACTERÍSTICAS BÁSICAS DE LOS INSTRUMENTOS**

En la observación de la Tierra se utiliza una amplia gama de instrumentos y se aplican numerosos principios de detección. Las características principales de los instrumentos aquí descritas son las siguientes:

- a) exploración, banda y ciclo de observación;
- b) intervalo espectral y resolución;
- c) resolución espacial (campo de visión instantáneo (IFOV), píxeles y función de transferencia de modulación (MTF));
- d) resolución radiométrica.

#### **3.1.1 Exploración, banda y ciclo de observación**

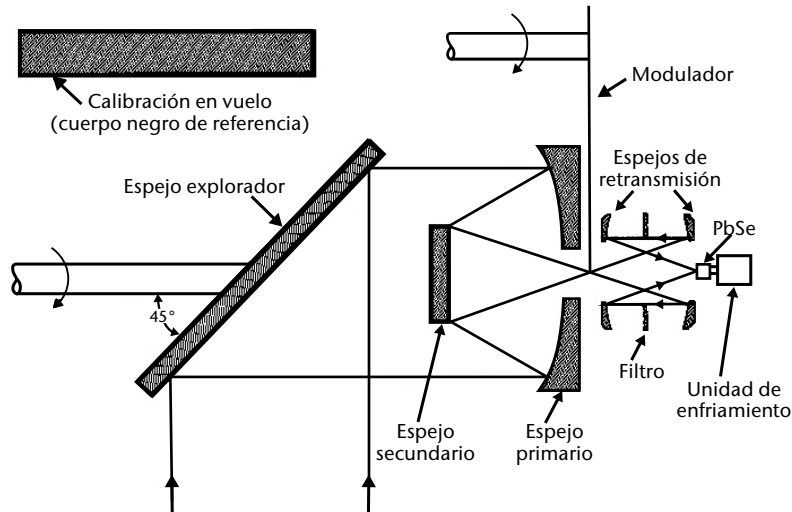
La característica más destacada de un instrumento es la manera en que explora la escena con el fin de realizar las observaciones requeridas. Ello depende del tipo de órbita (órbita terrestre baja u órbita geoestacionaria), del control de actitud de la plataforma (rotación, estabilización en tres ejes) y, en ocasiones, del tipo específico de medición. En el presente capítulo se describen únicamente las técnicas de exploración más comunes.

Un requisito decisivo en la exploración es si la escena ha de observarse continuamente (obtención de imágenes) o si pueden tomarse muestras (sondeo). En ambos casos es posible aplicar un modo de exploración similar. No obstante, para la obtención de imágenes se requiere la cobertura ininterrumpida de la escena, mientras que con el sondeo se pueden realizar muestreos en distintos momentos.

En el caso de un vehículo espacial en órbita terrestre baja, la exploración en dos dimensiones (2D) de la escena de la Tierra permite aprovechar el movimiento del satélite para la dimensión longitudinal de la trayectoria. La exploración transversal puede realizarse entonces mediante un espejo de exploración giratorio (figura 3.1). La velocidad de rotación se sincroniza con el movimiento del satélite de tal modo que las líneas de imagen transversales aparecen contiguas.

En el caso de la órbita geoestacionaria, no hay movimiento del satélite con respecto a la superficie de la Tierra, por lo que o bien el instrumento o la rotación del satélite deben generar las dos dimensiones de la exploración. En la figura 3.2 se presupone que la estabilización del satélite es por rotación: la rotación del satélite posibilita la exploración oeste-este, y un motor de pasos, la exploración norte-sur. En una plataforma estabilizada en tres ejes, el instrumento ha de generar la exploración oeste-este y norte-sur.

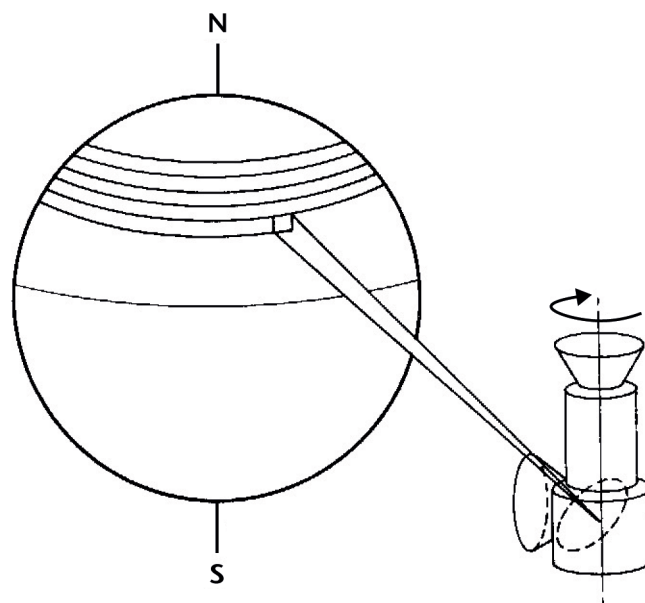
La llegada de detectores de red ha permitido nuevas oportunidades de exploración. En una órbita terrestre baja puede colocarse una matriz lineal de detectores en sentido ortogonal a la trayectoria del satélite y explorarse la escena sin realizar ningún movimiento mecánico (exploración longitudinal o por empuje). Otra configuración posible es ubicar la matriz lineal paralelamente a la trayectoria; en tal caso, el barrido mecánico transversal explorará varias líneas en paralelo (exploración transversal o por espejo giratorio). Desde la órbita geoestacionaria, la norma actual es la exploración por espejo giratorio. Por ejemplo, el captador de imágenes en el visible y el infrarrojo mejorado rotatorio (SEVIRI) a bordo de la serie de satélites meteorológicos



**Figura 3.1. Esquema típico de un radiómetro de exploración a bordo de un satélite en órbita terrestre baja**

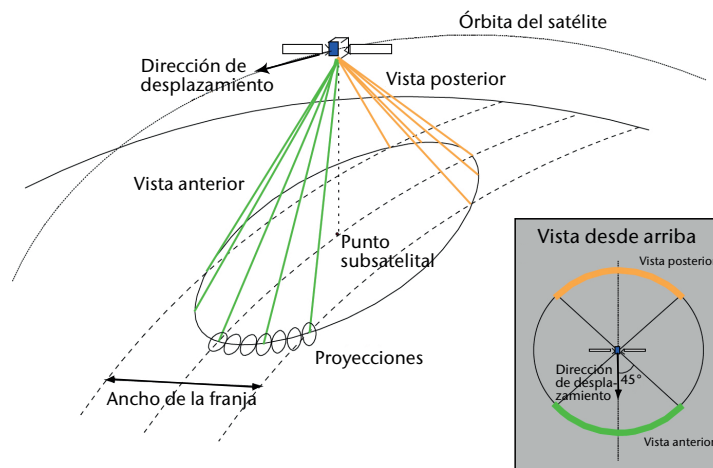
geoestacionarios de la Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos (Meteosat) de segunda generación explora tres líneas en paralelo para canales infrarrojos y nueve líneas para el canal del espectro visible de alta resolución.

Un mecanismo de exploración muy adecuado para las mediciones sensibles a la polarización es la exploración cónica (figura 3.3). En esta geometría, el ángulo de incidencia es constante. Por consiguiente, el efecto de polarización no varía a lo largo de la línea de barrido (un arco). Por el contrario, en la exploración transversal, el ángulo de incidencia varía en el sentido de la línea de barrido cuando se desplaza del nadir al borde de la imagen. Esta invariancia del efecto de polarización a través de la imagen es muy importante para la medición por microondas



**Figura 3.2. Diagrama de la exploración de un satélite estabilizado en tres ejes**





**Figura 3.3. Geometría de la exploración cónica**

en canales ventana, donde la radiación reflejada de elementos como la superficie del mar es sumamente polarizada. La medición de la polarización diferencial es una importante fuente de información que sería muy difícil de utilizar si el ángulo de incidencia variara en toda la escena. Otra característica interesante de la exploración cónica es que la resolución permanece constante en toda la imagen.

Una de las desventajas de la exploración cónica es que, con el ángulo de incidencia seleccionado, el campo de visión por lo general no llega al horizonte. Por ejemplo, la franja desde una altura de órbita de 800 km es ~ 1 600 km para un ángulo cenital normal de 53°, que es óptimo para aumentar la información relativa a la polarización diferencial en microondas. En cambio, la franja de un instrumento de exploración transversal es de aproximadamente 3 000 km, suponiendo un intervalo de ángulo cenital de  $\pm 70^\circ$ , como puede observarse en el capítulo 2 de la parte III (cuadro 2.1).

La franja es una característica importante de un instrumento a bordo de un satélite en órbita terrestre baja, ya que determina el ciclo de observación. En el capítulo 2 de la parte III (cuadro 2.2) se señala que, en el caso de una órbita heliosincrónica a 800 km, un instrumento con una franja de por lo menos 2 800 km proporciona una cobertura mundial diaria en el caso de las mediciones realizadas solo de día (por ejemplo, sensores de onda corta), o dos coberturas mundiales diarias en el caso de las mediciones realizadas de día y de noche (por ejemplo, sensores de infrarrojos o microondas). Los instrumentos de exploración cónica por microondas suelen proporcionar una cobertura mundial diaria.

### Estimación del ciclo de observación

El orden de magnitud del ciclo de observación ( $\Delta t$ , en días) de una franja determinada puede estimarse por cálculo simple. Habida cuenta de la longitud del ecuador (~40 000 km) y del número de órbitas diarias (~14,2) y suponiendo que no coincidirán de manera significativa franjas adyacentes en el ecuador, el cálculo es el siguiente:

- para sensores diurnos y nocturnos (infrarrojos o de microondas) que funcionen en pasos ascendentes y descendentes:  $\Delta t = 1\,400/\text{franja}$  (por ejemplo, en el caso de un explorador cónico por microondas con una franja de 1 400 km:  $\Delta t = 1$  día);

- b) para sensores utilizados únicamente de día (onda corta) que funcionen solo en un paso por período orbital:  $\Delta t = 2\,800/\text{franja}$  (por ejemplo, para la observación terrestre en el visible con una franja de 180 km:  $\Delta t = 16$  días).

El concepto de franja no se aplica a los instrumentos que no realizan exploración transversal, como los altímetros o los radares de nubes. En esos casos, el intervalo de muestreo transversal  $\Delta x$  en el ecuador reemplaza la "franja" en la relación mencionada anteriormente. Asimismo, conviene estimar el promedio global de este intervalo de muestreo, que se obtiene por una relación ligeramente distinta en razón de un espaciamiento de órbita más corto en latitudes más elevadas:

- a) En un intervalo de muestreo transversal medio  $\Delta x$ , el tiempo que suele necesitarse para una cobertura mundial es el siguiente:
- i)  $\Delta t = 900/\Delta x$ , para sensores diurnos y nocturnos (por ejemplo, el altímetro de radar de segunda generación (RA-2) del satélite de observación del medio ambiente (Envisat):  $\Delta x = 26$  km,  $\Delta t = 35$  días);
  - ii)  $\Delta t = 1\,800/\Delta x$ , solo diurno (por ejemplo, el sensor de retrodispersión ultravioleta solar (SBUV) de la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera (NOAA):  $\Delta x = 170$  km:  $\Delta t = 11$  días).
- b) Recíprocamente, en un intervalo de tiempo  $\Delta t$  (por ejemplo, el ciclo de repetición de la órbita o un subciclo principal), el intervalo de muestreo transversal medio que se obtiene es el siguiente:
- i)  $\Delta x = 900/\Delta t$ , para sensores diurnos y nocturnos (por ejemplo, el altímetro de la red oceanográfica conjunta de satélites con instrumentos altimétricos (JASON):  $\Delta t = 10$  días,  $\Delta x = 90$  km);
  - ii)  $\Delta x = 1\,800/\Delta t$ , solo diurno (por ejemplo, el SBUV de la NOAA:  $\Delta t = 5$  días,  $\Delta x = 360$  km).

Las sondas de limbo suelen considerarse instrumentos no exploratorios en la dirección transversal. Suponiendo un intervalo de muestreo transversal  $\Delta x = 300$  km, que equivale a la resolución horizontal de las mediciones, las relaciones anteriores dan lugar a los ciclos de observación siguientes:

- a)  $\Delta t \approx 3$  días para sensores diurnos y nocturnos (por ejemplo, el interferómetro de Michelson para el sondeo pasivo de la atmósfera (MIPAS) a bordo del Envisat: 3 días = 1 subciclo orbital);
- b)  $\Delta t \approx 6$  días para sensores diurnos (por ejemplo, el espectrómetro de absorción de imágenes mediante exploración del limbo para cartografía de la atmósfera (SCIAMACHY-limb) a bordo del Envisat: 6 días = 2 subciclos orbitales).

En cuanto a los instrumentos que realizan observaciones dispersas pero bien distribuidas, el ciclo de cobertura o el muestreo medio pueden estimarse comparando el número de episodios y su resolución con la superficie de la Tierra que habrá de abarcarse. En el ejemplo de la radio ocultación con el Sistema de posicionamiento mundial (GPS) y el Sistema mundial de navegación por satélite (GLONASS), cada satélite puede realizar unas 1 000 observaciones diarias, con una resolución típica de la medición de 300 km para una superficie terrestre total de 510 000 000 km<sup>2</sup>. Por consiguiente:

- a) El tiempo requerido con un satélite que realiza 1 000 observaciones diarias es:  
 $\Delta t = 510\,000\,000/300/300/1\,000 = 5,7$  días.
- b) El número de satélites requeridos para un ciclo de observación  $\Delta t$  es:  $N = 5,7/\Delta t$  (por ejemplo, para  $\Delta t = 0,5$  días, el número de satélites se aproxima a 12).

Un caso extremo es el de los instrumentos de ocultación del Sol, la luna o las estrellas. La ocultación solar o lunar proporciona muy pocas mediciones diarias, y únicamente en altitudes elevadas del terminador diurno/nocturno (en el caso del Sol) o en latitudes algo más bajas (en el caso de la luna). La ocultación estelar permite realizar varias decenas de mediciones diarias (por ejemplo, 40 en el caso de la Vigilancia del Ozono Mundial por Ocultación Estelar (GOMOS) del Envisat), que se distribuyen uniformemente según la latitud.

### 3.1.2 Intervalo espectral: radiómetros y espectrómetros

Otro rasgo característico importante de un instrumento es el intervalo espectral en el que opera. Tal como se ha señalado en el capítulo 2 de la parte III (sección 2.2), el intervalo espectral permite determinar las propiedades del cuerpo que pueden observarse, como la reflectancia, la temperatura y las propiedades dieléctricas. En el intervalo espectral puede haber regiones ventana y bandas de absorción que estudian principalmente cuerpos condensados o gaseosos, respectivamente.

Un intervalo espectral puede ser más o menos estrecho según los efectos que se deseen resaltar o los factores perturbadores que deban eliminarse. Las subdivisiones de una banda o una ventana abarcadas por un instrumento se denominan canales. El número de canales depende de la cantidad de información independiente que deba extraerse de una banda. Si un número limitado de canales bien separados es suficiente para tal propósito, el instrumento solo podrá incluir esos canales y se denomina radiómetro. Si el contenido de la información varía rápidamente con la frecuencia a lo largo del intervalo espectral hasta el punto de que los canales deban ser contiguos, el instrumento se denomina espectrómetro.

La técnica adoptada para la separación de canales, o para la separación del subintervalo del espectrómetro, es una característica importante del instrumento. En principio, hay dos formas posibles para separar físicamente dos canales hacia detectores individuales (o matrices de detectores) y sistemas de filtro conexos. En la primera, el haz se podría focalizar en un diafragma de campo y dividir en dos bandas mediante un espejo dicróico. La ventaja es que se logra el correjistro, ya que los dos canales están orientados hacia el mismo campo de visión (que podría incluir una red de IFOV). No obstante, si las dos longitudes de onda están demasiado juntas entre sí (por ejemplo, una ventana dividida), un espejo dicróico no podrá separarlas con suficiente precisión. La segunda solución es dejar que todo el haz realice la imagen en el plano focal y colocar detectores (o matrices de detectores) con diferentes filtros (identificando de ese modo distintos canales) en diversas partes del plano focal (separación en campo). Se trata de una solución mucho más simple, si bien cada canal se orienta a un IFOV distinto, suscitando consecuentemente problemas de correjistro. Se puede optar por soluciones combinadas: en la figura 3.4 se ilustra la solución utilizada en el SEVIRI del Meteosat de segunda generación para separar los ocho canales infrarrojos. Cada uno de ellos se visualiza con tres detectores. Las actuales redes de detectores son mucho más amplias que antes, con lo cual la separación en campo es mucho más fácil.

Los espectrómetros proporcionan muestreos espectrales continuos en el intervalo espectral o en varios subintervalos espectrales. (En ocasiones se denomina canales a esos subintervalos, los cuales no deben confundirse con los canales de un radiómetro). Existen varios tipos de espectrómetros, de los cuales el de prisma es el más sencillo. Otros tipos de espectrómetros son los de retícula y los interferómetros. Los interferómetros más comunes son el Michelson y el Fabry-Pérot. En la figura 3.5 se presenta el esquema de un interferómetro de Michelson.

La resolución espectral de un espectrómetro es una característica importante. La resolución de un interferómetro de Michelson está determinada por la longitud máxima de la diferencia de trayectoria óptica (OPD) entre los rayos reflejados por los espejos fijos y móviles. La fórmula de la resolución no apodizada es:

$$\Delta\nu = 1/OPD_{\text{máx}} \quad (3.1)$$

Por ejemplo, en el interferómetro de sondeo atmosférico en el infrarrojo (IASI), un instrumento a bordo del satélite meteorológico operativo (Metop), la desviación del espejo móvil es  $\pm 2$  cm.

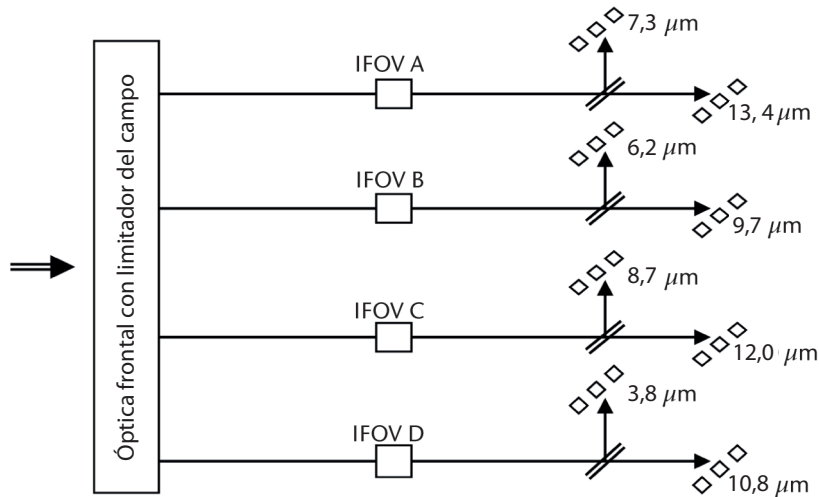


Figura 3.4. Esquema de la separación de canales en el SEVIRI a bordo del Meteosat de segunda generación

Por consiguiente, la  $OPD_{\text{máx}} = 4 \text{ cm}$  y  $\Delta\nu = 0,25 \text{ cm}^{-1}$ . Si hace falta un análisis preciso del espectro (por ejemplo, para detectar líneas de gases traza), se necesita apodización, lo que implica un factor de  $\sim 2$ . Por tanto, la resolución apodizada es  $\Delta\nu = 0,5 \text{ cm}^{-1}$ .

La resolución del espectrómetro de retícula está determinada por el número de ranuras,  $N$ , y el orden de difracción  $m$  utilizado. El poder de resolución  $\lambda/\Delta\lambda$  viene dado por:

$$\lambda/\Delta\lambda = m \cdot N \quad (3.2)$$

En el caso de un interferómetro de Michelson, la resolución espectral es constante con una longitud de onda cambiante, mientras que, en un espectrómetro de retícula, el poder de resolución es constante y la resolución espectral varía con la longitud de onda. Cuando un espectrómetro de retícula deba cubrir un intervalo espectral amplio, este debería subdividirse en subintervalos que utilicen diferentes órdenes de difracción,  $m$ . De ese modo, el poder de resolución podrá variar según el subintervalo.

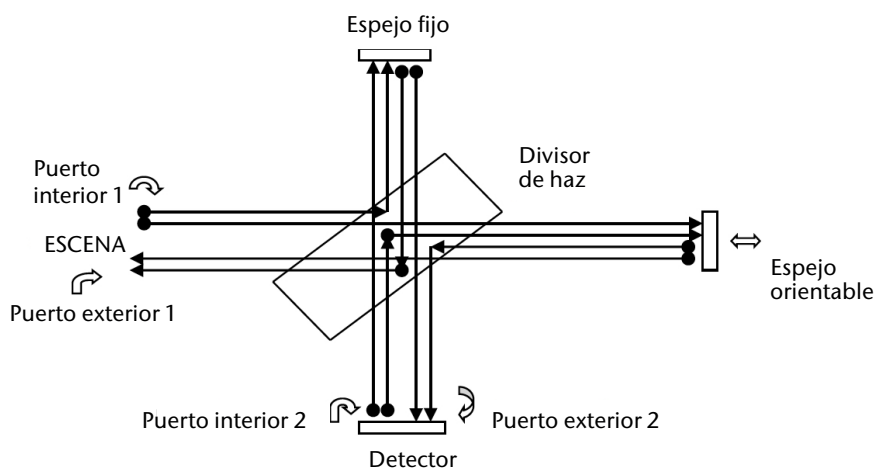


Figura 3.5. Esquema de un interferómetro de Michelson destacando los dos puertos de entrada y los dos puertos de salida

En un radiómetro, el número de canales y sus anchuras de banda cumplen una función equivalente a la de la resolución espectral de un espectrómetro.

### 3.1.3 Resolución espacial (campo de visión instantáneo, píxeles y función de transferencia de modulación)

En sentido coloquial, la resolución espacial se refiere a una combinación de diferentes características.

El campo de visión instantáneo (IFOV) es probablemente el concepto que más se aproxima a lo que comúnmente se entiende por resolución. En los instrumentos ópticos (esto es, de onda corta y en el infrarrojo), se determina por la anchura del haz de los ópticos y las dimensiones del detector. En instrumentos de microondas, se determina por el tamaño de la antena.

En los sistemas ópticos, la dimensión del IFOV está diseñada principalmente teniendo en cuenta las cuestiones relativas a la energía (véase la sección 3.1.4). El IFOV puede determinarse de acuerdo con la forma del detector y, aunque este puede ser cuadrado, el contorno de un IFOV no es excesivamente pronunciado. En efecto, la imagen de un punto es una figura de difracción denominada función de dispersión puntual (figura 3.6). El IFOV es la circunvolución de la función de distribución puntual y la respuesta espacial del detector.

La energía que entra al detector también está determinada por el tiempo de integración entre lecturas de señal sucesivas. Durante la exploración de la imagen, la posición de la línea de visión variará en una cantidad denominada distancia de muestreo. Cuando se diagraman en un modelo 2D tramado, un píxel (elemento de imagen) se distingue como una serie de elementos rectangulares. En el eje  $x$ , estos corresponden a la distancia de muestreo y, en el eje  $y$ , al movimiento del satélite durante la distancia temporal de una línea a otra (o movimiento de paso en la dirección norte-sur de la órbita geoestacionaria). El píxel a menudo se confunde con la resolución debido a que los usuarios pueden percibir directamente la dimensión del elemento de imagen, mientras que el IFOV es un parámetro de ingeniería que el usuario no puede ver. No obstante, es erróneo pensar que la resolución puede mejorarse reduciendo el tiempo de integración, ya que este debe ser adecuado para garantizar una exactitud radiométrica apropiada (véase la sección 3.1.4).

Existe un equilibrio entre la dimensión del IFOV y la del píxel. Cuando se utiliza un captador de imágenes "perfecto", el muestreo se realiza a fin de que la distancia de muestreo equivalga a la dimensión del IFOV. Por ende, los IFOV son continuos y contiguos en toda la imagen. De lo contrario, la imagen puede estar sobremuestreada (píxel < IFOV, esto es, hay superposición entre IFOV sucesivos) o submuestreada (píxel > IFOV, esto es, hay discontinuidad entre IFOV sucesivos). El sobremuestreo es útil para disminuir los efectos del repliegue del espectro (aumento indebido

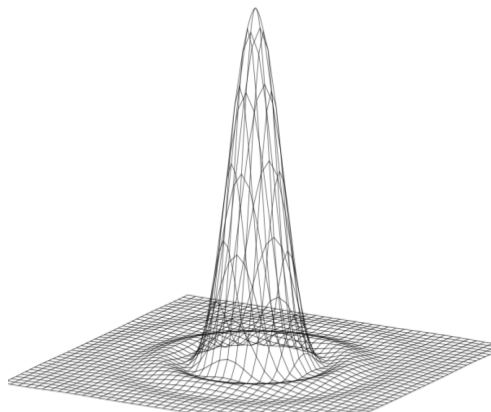


Figura 3.6. Forma de la función de distribución puntual

de altas frecuencias espaciales en razón de la reflexión del contorno). El submuestreo podría ser necesario cuando deba reunirse más energía para garantizar la exactitud radiométrica requerida. Cabe mencionar los ejemplos de relaciones entre IFOV y píxeles siguientes:

- radiómetro perfeccionado de muy alta resolución (AVHRR): IFOV: 1,1 km; píxel: 1,1 km en el sentido de la trayectoria, 0,80 km en el sentido del barrido (sobremuestreado);
- SEVIRI: IFOV: 4,8 km; píxel: 3 km en sentido transversal al barrido y en el sentido de este (sobremuestreada).

La función de transferencia de modulación (MTF) está estrechamente vinculada al concepto de IFOV y píxel y, aun más directamente, a la dimensión "L" de la óptica básica del instrumento. La MTF representa la capacidad del instrumento para gestionar correctamente la respuesta a la variación de amplitud de la escena. Es la razón entre la amplitud observada y la amplitud de la señal verdadera de la escena, calculada como sinusoidal. La amplitud observada se atenúa debido a factores como la difracción de la abertura óptica, la "ventana" introducida por el detector y el arrastre corto de los equipos electrónicos integrantes. El efecto de integrar la radiación en el detector (cuadrado) es una aportación para la MTF:

$$MTF_{\text{ventana}}(f) = \text{sinc}(\pi \cdot \text{IFOV} \cdot f), \text{ donde } f = 1/(2 \Delta x) (\text{km}^{-1}) \text{ y } \text{sinc } y = \frac{\sin y}{y} \quad (3.3)$$

Esto demuestra que, cuando  $\Delta x = \text{IFOV}$ ,  $MTF = \text{sinc}(\pi/2) = 2/\pi$ . Por consiguiente, aun para un captador de imágenes "perfecto", la MTF es inferior a la unidad. El valor  $2/\pi \approx 0,64$  corresponde a la superficie de medio senoide inscrito en un cuadrado. El concepto de MTF debe entenderse en estrecha asociación con el de "exactitud radiométrica": ello permite determinar en qué longitud de onda espacial se resuelven efectivamente dos características si su radiación difiere apenas por la mínima detectable. Dos características, cuya radiación difiere significativamente más que la mínima detectable, pueden resolverse aun cuando sean considerablemente inferiores. No obstante, si se reducen tanto como  $\text{IFOV}/2$ , entonces  $MTF = 0$ , y no podrán resolverse en modo alguno ( $f = 1/\text{IFOV}$  se denomina frecuencia de corte).

Es interesante saber cómo la  $MTF_{\text{ventana}}$  varía en diferentes longitudes de onda espaciales medidas en relación con el IFOV (cuando la longitud de onda espacial es  $2 \Delta x$ ). A partir de la ecuación 3.3 se obtiene el cuadro 3.1.

**Cuadro 3.1. Variación de la función de  $MTF_{\text{ventana}}$  de la razón  $\Delta x/\text{IFOV}$**

$\Delta x/\text{IFOV}$	1/2	2/3	1	2	3	4	5	6
$MTF_{\text{ventana}}$	0	0,30	0,64	0,90	0,95	0,97	0,98	0,99

Esto demuestra que pueden resolverse características hasta dos tercios más pequeñas que el IFOV, pero solamente si sus radiancias difieren en más del triple de la mínima detectable, y que las características que duplican el IFOV pueden resolverse si la diferencia de sus radiancias sobrepasa la mínima en un 10%.

La otra contribución importante a la MTF es la difracción. La relación es:

$$MTF_{\text{difracción}} = \frac{2}{\pi} \left[ \cos^{-1} \left( \frac{f}{f_d} \right) - \frac{f}{f_d} \sqrt{1 - \left( \frac{f}{f_d} \right)^2} \right] \quad (3.4)$$

donde  $f = 1/(2 \vartheta H)$  (donde  $H$  es la altura del satélite);  $\vartheta$  es la resolución angular (esto es,  $\text{IFOV}/H$ );  $f_d = L/(\lambda H)$ ;  $L$  es la abertura de la óptica primaria, y, por consiguiente,  $f/f_d = \lambda/(2 \vartheta L)$ .

La difracción predomina cuando la longitud de onda  $\lambda$  es relativamente ancha (como en el caso de las microondas), o cuando la abertura de la óptica es relativamente pequeña, o cuando cuando la altitud del satélite es relativamente importante (como en el caso de la órbita geoestacionaria). El valor  $MTF_{\text{difracción}} = 0,5$  se obtiene para  $f/f_d = 0,404$ , esto es:

$$\vartheta = 1,24 \frac{\lambda}{L} \quad (3.5)$$

que es la clásica ley de difracción.

En resumen, lo que comúnmente se entiende como “resolución” implica por lo menos tres parámetros. Aunque estos deberían tenerse en cuenta en contexto, cada uno se asocia más estrechamente con una percepción distinta, a saber:

- a) IFOV: no visible al usuario; controla el balance radiométrico de la imagen;
- b) píxel: proporciona una percepción directa del grado de detalle en la imagen;
- c) MTF: permite percibir el contraste al controlar la restitución de la amplitud.

### 3.1.4 Resolución radiométrica

La resolución radiométrica, aunque apenas visible al usuario, es un elemento determinante del diseño del instrumento. Los mecanismos de exploración, la resolución espectral, la resolución espacial, el tiempo de integración y las aberturas de la óptica se diseñan para que se cumpla el requisito de resolución radiométrica. La resolución radiométrica es la diferencia de radiancia mínima necesaria para distinguir dos objetos en dos IFOV adyacentes. La diferencia observada es una combinación de la diferencia verdadera de la radiancia entre dos cuerpos (señal) y la diferencia observada aun cuando el contenido de los IFOV sea idéntico (ruido). La relación señal-ruido (SNR) es una forma de expresar la resolución radiométrica.

El ruido es una función de varios factores, conforme se expresa en la fórmula de funcionamiento radiométrico:

$$\text{NESR} = \frac{2 F}{D^* \cdot \Delta\nu \cdot \tau \cdot \sqrt{\pi \cdot t \cdot \Delta\Omega}} \quad (3.6)$$

donde:

NESR = radiancia espectral equivalente de ruido (unidad:  $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} [\text{cm}^{-1}]^{-1}$ , esto es, por unidad de número de onda);

$F = f/L$ , número  $F$  ( $f$  = longitud focal sistémica;  $L$  = abertura del telescopio);

$D^*$  = detectividad (depende considerablemente de  $\nu$ );

$\Delta\nu$  = resolución espectral (expresada en términos de número de onda  $\nu = 1/\lambda$ );

$\tau$  = transmisividad del instrumento;

$t$  = tiempo de integración;

$\Delta\Omega$  = rendimiento del sistema, dado por el producto de  $(\pi \cdot L^2/4)$  por  $(\text{IFOV}^2/H^2)$ ; donde:

$\pi \cdot L^2/4$  = abertura de área del telescopio;

$H$  = altitud del satélite;

$\text{IFOV}^2/H^2$  = ángulo sólido subtendido por el IFOV.

En general, al definir  $I(\nu)$  = radiancia espectral en la entrada del instrumento (unidad  $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} [\text{cm}^{-1}]^{-1}$ ), se obtiene:

$$\text{SNR} = I(\nu)/\text{NESR} \quad (3.7)$$

Por lo que respecta a las ondas cortas, la radiancia de entrada es la radiancia espectral solar corregida para el ángulo de incidencia y reflejada de acuerdo con la reflectividad del cuerpo (o albedo, si el cuerpo puede estimarse como difusor lambertiano). Las ecuaciones 3.6 y 3.7 dan como resultado:

$$\frac{\text{SNR}}{\text{IFOV} \sqrt{\Delta\nu \cdot t}} \propto L \quad (\text{a una radiancia de entrada específica } I(\nu) \text{ o albedo } \rho) \quad (3.8)$$

Esta relación vincula explícitamente parámetros orientados al usuario, como la relación señal-ruido, la resolución espectral  $\Delta\nu$ , el IFOV y el tiempo de integración  $t$  a la dimensión de la óptica primaria  $L$ .



En el caso de los canales de banda estrecha en el infrarrojo, la resolución radiométrica suele citarse como sigue:

$$NE\Delta T = \frac{NESR}{dB/dT} \quad (3.9)$$

donde  $B$  es la función de Planck, y  $NE\Delta T$  es la diferencia de temperatura equivalente de ruido a una temperatura específica  $T$ .

Con  $NE\Delta T$ , la fórmula de rendimiento 3.6 puede reescribirse como sigue:

$$NE\Delta T \cdot \Delta\nu \cdot IFOV \cdot \sqrt{t} = \frac{4H}{\pi \cdot dB/dT} \cdot \frac{F}{L \cdot D^* \cdot \tau} \quad (3.10)$$

El miembro izquierdo de la fórmula 3.10 contiene parámetros orientados al usuario (resolución radiométrica, resolución espectral, resolución horizontal y resolución temporal), mientras que los del miembro derecho son parámetros de dimensionamiento de los instrumentos (número  $F$ , abertura de la óptica, detectividad y transmisividad). Esta fórmula no es válida en todos los casos, aunque, en muchas ocasiones, es instructiva para un análisis aproximado. Los casos en que la fórmula no es válida se producen principalmente cuando el propio detector constituye la fuente de ruido dominante, o cuando el tiempo de respuesta del detector no es lo suficientemente corto, en comparación con el tiempo de integración disponible. Esto ocurre normalmente en el intervalo del infrarrojo lejano, pero también puede ocurrir en longitudes de onda más cortas cuando, por ejemplo, se utilizan microbolómetros o detectores térmicos con el fin de trabajar a temperatura ambiente. En otras palabras,  $D^*$ , que obviamente depende de  $\nu$ , puede depender considerablemente del tiempo de integración disponible.

En el caso de canales de banda ancha, el concepto de radiancia espectral equivalente de ruido, tal como se expresa en la ecuación 3.6, debe redefinirse en términos de ruido integrado en toda el intervalo espectral abarcado por cada canal. En este caso, también es posible obtener una relación similar a la fórmula 3.10:

$$NE\Delta R \cdot IFOV \cdot \sqrt{t} \propto \frac{1}{L} \quad (3.11)$$

donde  $NE\Delta R$  es la radiancia diferencial equivalente de ruido (unidad:  $W \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$ ).

En cuanto al intervalo de microondas, el caso es distinto debido a dos razones. En primer lugar la necesidad de limitar el tamaño de la antena implica que la ley de difracción establece un vínculo entre el IFOV y la abertura de la óptica  $L$ :

$$IFOV = \frac{1,24 \cdot H \cdot c}{L \cdot \nu^*} \quad (3.12)$$

donde  $\nu^*$  = frecuencia =  $c/\lambda$ ; y  $c$  = velocidad de la luz.

Por consiguiente, hay menos latitud para parámetros de compensación. En segundo lugar, el mecanismo de detección se basa en comparar la temperatura de la escena con la "temperatura del sistema", que aumenta con la anchura de la banda. El resultado final es que el equivalente de las ecuaciones 3.8, 3.10 y 3.11 en el intervalo de microondas es:

$$NE\Delta T \cdot \sqrt{\Delta\nu^* \cdot t} = T_{\text{sis}} \quad (3.13)$$

donde  $T_{\text{sis}}$  es la temperatura del sistema.

La temperatura del sistema depende de numerosos factores tecnológicos y sube drásticamente conforme aumenta la frecuencia. Por un lado, la ecuación 3.13 demuestra que, en el caso de las microondas, la resolución radiométrica solo puede mejorar ligeramente al ampliar la anchura de la banda y el tiempo de integración, ya que el beneficio solo aumenta con la raíz cuadrada. Por otro lado, en razón del régimen de difracción limitada, no se aplica el medio habitual para incrementar la relación señal-ruido aumentando la abertura de la óptica. Ello se debe a que, al incrementar el diámetro de la antena, el IFOV se reduce proporcionalmente (véase la ecuación 3.12).

En este breve análisis se destaca el impacto directo de los requisitos del usuario y la misión en el dimensionamiento de los instrumentos. Además, se demuestra el grado de importancia que reviste formular requisitos para dar cabida a la optimización, sin comprometer necesariamente el funcionamiento general requerido. Por ejemplo, en relación con la ecuación 3.10, es posible extraer varias conclusiones:

- a) Para un conjunto determinado de parámetros de instrumentos ( $L$ ,  $F$ ,  $\tau$  y  $D^*$ ), es posible reforzar algunos de los parámetros orientados a los usuarios ( $NE\Delta T$ ,  $\Delta\nu$ , IFOV y  $t$ ) a expensas de otros. En algunos casos, esto podría hacerse con programas informáticos durante el procesamiento de datos en el terreno. No obstante, si todos los requisitos de los usuarios se vuelven más exigentes y no se hace ninguna concesión, será necesario un instrumento de mayores dimensiones.
- b) El efecto de la  $NE\Delta T$ , la  $\Delta\nu$  y el IFOV sobre el tamaño del instrumento es lineal respecto del diámetro óptico  $L$ . El efecto de  $t$  (tiempo de integración, determinado por el requisito de abarcar una zona específica en un momento dado) disminuye por la raíz cuadrada. Por lo tanto, requerir mayor cobertura y/u observaciones más frecuentes tiene menor impacto que requerir mejor resolución espacial, espectral y radiométrica.
- c) La ampliación de la abertura de la óptica  $L$  repercute considerablemente en el tamaño del instrumento. Dado que es muy difícil implantar sistemas ópticos con número  $F = f/L < 1$ , un aumento de  $L$  implica una mayor longitud focal y, por tanto, el crecimiento volumétrico de la óptica instrumental general. Por ejemplo, reducir el IFOV de 3 a 2 km duplicaría la masa del instrumento.

### 3.2 CLASIFICACIÓN DE LOS INSTRUMENTOS

En la presente sección, los instrumentos de observación de la Tierra se clasifican de acuerdo con sus principales características técnicas. Se examinan los tipos de instrumentos siguientes:

- a) captador de imágenes óptico de resolución moderada;
- b) captador de imágenes óptico de resolución alta;
- c) sonda de onda corta de exploración a través del nadir;
- d) sonda de infrarrojos de exploración a través del nadir;
- e) radiómetro captador de imágenes en microondas o radiómetro de sondeo por microondas;
- f) sonda del limbo;
- g) sonda de radio ocultación del Sistema mundial de navegación por satélite;
- h) radiómetro de banda ancha;
- i) monitor de irradiancia solar;
- j) captador de imágenes de relámpagos;
- k) radar de nubes y radar de precipitación;
- l) dispersómetro de radar;
- m) altímetro de radar;
- n) radar de imágenes (radar de abertura sintética);

- o) lidar espacial;
- p) sensor de gravedad;
- q) monitor de la actividad solar, del viento solar o del espacio lejano;
- r) monitor del medio espacial;
- s) sonda de la magnetosfera o de la ionosfera.

La mayoría de los tipos de instrumentos se subdividen en categorías más precisas. A continuación, se proporcionan ejemplos para ilustrar de qué manera las propiedades de los instrumentos pueden adaptarse a aplicaciones específicas. En la base de datos en línea de la OMM sobre capacidades espaciales, disponible en el sitio web del Programa Espacial de la OMM, puede consultarse una lista completa de instrumentos de observación satelital de la Tierra con descripciones detalladas.

### 3.2.1 **Captadores de imágenes ópticos de resolución moderada**

Estos instrumentos tienen las características principales siguientes:

- a) Funcionan en las bandas del visible, del infrarrojo cercano, del infrarrojo de onda corta, del infrarrojo de onda media y del infrarrojo térmico (esto es, de 0,4 a 15  $\mu\text{m}$ ).
- b) Canales discretos, desde unos pocos hasta varias decenas, separados por dicróicos, filtros o espectrómetros, con anchuras de banda de  $\sim 10$  nm a  $\sim 1$   $\mu\text{m}$ .
- c) Capacidad de formación de imágenes: muestreo continuo y contiguo, con resolución espacial del orden de 1 km, abarcando una franja de varios cientos a unos pocos miles de kilómetros.
- d) Exploración: por lo general, transversal, pero en ocasiones multiangular y a veces con varias polarizaciones.
- e) Aplicable tanto en satélites en órbita terrestre baja como en satélites en órbita geoestacionaria.

Según las bandas espectrales, el número y la anchura de banda de los canales, y la resolución radiométrica, los campos de aplicación del instrumento incluyen:

- a) Captura de imágenes en el visible y el infrarrojo con fines múltiples para el análisis de nubes, la carga de aerosoles en la atmósfera, la temperatura de la superficie del mar, la capa de hielo marino, los parámetros radiativos de la superficie terrestre, los índices de vegetación, los incendios y la capa de nieve. La extensión del intervalo espectral es una característica fundamental de este tipo de instrumento.
- b) Captura de imágenes policromáticas de los océanos, observación de aerosoles y clasificación de la vegetación. El número de canales con anchura de banda estrecha en el visible y el infrarrojo cercano es una característica fundamental de este tipo de instrumento.
- c) Captura de imágenes con geometría de visualización especial para la observación óptima de los aerosoles y cirrus, la temperatura de la superficie del mar exacta y los parámetros radiativos de la superficie terrestre, como la función de distribución de la reflectancia bidireccional. El número de ángulos de visión y, cuando procede, de polarizaciones son características fundamentales de este tipo de instrumento.

En los cuadros 3.2 a 3.6 se describen tres ejemplos de captadores de imágenes en el visible y el infrarrojo con fines múltiples (el AVHRR/3 en órbita terrestre baja, el MODIS en órbita terrestre baja y el SEVIRI en órbita geoestacionaria), un ejemplo de un captador de imágenes

policromáticas de los océanos (MERIS) y un ejemplo de captador de imágenes con geometría de visualización especial (POLDER). El MODIS es un sensor experimental y cumple una función específica como captador de imágenes en el visible y el infrarrojo con fines múltiples de gran alcance. Se utiliza ampliamente para ayudar a definir las especificaciones de instrumentos operativos de seguimiento. En el cuadro 3.3 se destacan los principales usos de sus diversos grupos de canales.

**Cuadro 3.2. Ejemplo de captador de imágenes en el visible y el infrarrojo con fines múltiples en órbita terrestre baja: el AVHRR/3 a bordo del NOAA y del Metop**

<i>AVHRR/3</i>		<i>Radiómetro perfeccionado de muy alta resolución de tercera generación</i>	
Satélites	NOAA-15, NOAA-16, NOAA-17, NOAA-18, NOAA-19, Metop-A, Metop-B, Metop-C		
Misión	Captura de imágenes en el visible y el infrarrojo con fines múltiples para el análisis de nubes, la carga de aerosoles en la atmósfera, la temperatura de la superficie del mar, la capa de hielo marino, los parámetros radiativos de la superficie terrestre, el índice de diferencia normalizada de vegetación, los incendios, la capa de nieve, etc.		
Características principales	6 canales (los canales 1,6 y 3,7 son alternativos), distribuidos en el visible, el infrarrojo cercano, el infrarrojo de onda corta, el infrarrojo de onda media y el infrarrojo térmico		
Técnica de exploración	Transversal: 2 048 píxeles de 800 m en el punto de proyección del satélite (SSP) con una franja de 2 900 km Longitudinal: 6 líneas de 1,1 km por segundo		
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial dos veces al día (canales de onda larga) o una vez al día (canales de onda corta)		
Resolución (SSP)	IFOV de 1,1 km		
Recursos	Masa: 33 kg Potencia: 27 W Velocidad de transmisión de los datos: 621,3 kbps		
<i>Longitud de onda central</i>	<i>Intervalo espectral</i>	<i>NEΔT o SNR a determinada radiancia espectral de entrada</i>	
0,630 μm	0,58-0,68 μm	9 a 0,5% albedo	
0,862 μm	0,725-1,00 μm	9 a 0,5% albedo	
1,61 μm	1,58-1,64 μm	20 a 0,5% albedo	
3,74 μm	3,55-3,93 μm	0,12 K a 300 K	
10,80 μm	10,3-11,3 μm	0,12 K a 300 K	
12,00 μm	11,5-12,5 μm	0,12 K a 300 K	

**Cuadro 3.3. Ejemplo de captador de imágenes en el visible y el infrarrojo con fines múltiples en órbita terrestre baja: MODIS a bordo del EOS-Terra y EOS-Aqua**

<i>MODIS</i>	<i>Espectrorradiómetro de formación de imágenes de resolución moderada</i>
Satélites	Terra y Aqua del Sistema de Observación de la Tierra (EOS-Terra y EOS-Aqua)
Misión	Captura de imágenes en el visible y el infrarrojo con fines múltiples para el análisis de nubes, las propiedades de los aerosoles, la temperatura de la superficie del mar y terrestre, la capa de hielo marino, el color del océano, los parámetros radiativos de la superficie terrestre, los índices de vegetación, los incendios, la capa de nieve, el ozono total, los vientos siguiendo el desplazamiento de las nubes en las regiones polares, etc.
Características principales	Espectrorradiómetro en 36 canales en el visible, el infrarrojo cercano, el infrarrojo de onda corta, el infrarrojo de onda media y el infrarrojo térmico
Técnica de exploración	Por espejo giratorio: se explora transversalmente una banda de 19,7 km de anchura en el sentido de la trayectoria cada 2,956 segundos. La franja comprende 16 líneas paralelas muestreadas a 2 048 píxeles de 1 000 m en el SSP, o 32 líneas paralelas muestreadas por 4 096 píxeles de SSP de 500 m, o 64 líneas paralelas muestreadas por 8 192 píxeles de 250 m en el SSP, con una franja de 2 330 km.
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial prácticamente dos veces al día (canales de onda larga) o una vez al día (canales de onda corta)
Resolución (SSP)	IFOV: 250 m (dos canales), 500 m (5 canales), 1 000 m (29 canales)
Recursos	Masa: 229 kg Potencia: 225 W Velocidad de transmisión de los datos: 11 Mbps (de día); 6,2 Mbps (promedio)

<i>Longitud de onda central</i>	<i>Intervalo espectral</i>	<i>NE<math>\Delta</math>T o SNR a determinada radiancia espectral de entrada</i>	<i>IFOV en SSP</i>	<i>Uso principal</i>
0,645 $\mu\text{m}$	0,62-0,67 $\mu\text{m}$	128 a 21,8 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	250 m	Tierra/Nube/ Límites de aerosoles
0,858 $\mu\text{m}$	0,841-0,876 $\mu\text{m}$	201 a 24,7 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	250 m	
0,469 $\mu\text{m}$	0,459-0,479 $\mu\text{m}$	243 a 35,3 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	500 m	Tierra/Nube/ Límites de aerosoles
0,555 $\mu\text{m}$	0,545-0,565 $\mu\text{m}$	228 a 29,0 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	500 m	
1,240 $\mu\text{m}$	1,230-1,250 $\mu\text{m}$	74 a 5,4 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	500 m	
1,640 $\mu\text{m}$	1,628-1,652 $\mu\text{m}$	275 a 7,3 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	500 m	
2,130 $\mu\text{m}$	2,105-2,155 $\mu\text{m}$	110 a 1,0 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	500 m	
0,418 $\mu\text{m}$	0,405-0,420 $\mu\text{m}$	880 a 44,9 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	Color del océano, fitoplancton, biogeoquímica
0,443 $\mu\text{m}$	0,438-0,448 $\mu\text{m}$	838 a 41,9 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
0,488 $\mu\text{m}$	0,483-0,493 $\mu\text{m}$	802 a 32,1 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
0,531 $\mu\text{m}$	0,526-0,536 $\mu\text{m}$	754 a 27,9 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
0,551 $\mu\text{m}$	0,546-0,556 $\mu\text{m}$	750 a 21,0 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
0,667 $\mu\text{m}$	0,662-0,672 $\mu\text{m}$	910 a 9,5 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
0,678 $\mu\text{m}$	0,673-0,683 $\mu\text{m}$	1,087 a 8,7 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
0,748 $\mu\text{m}$	0,743-0,753 $\mu\text{m}$	586 a 10,2 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
0,870 $\mu\text{m}$	0,862-0,877 $\mu\text{m}$	516 a 6,2 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
0,905 $\mu\text{m}$	0,890-0,920 $\mu\text{m}$	167 a 10,0 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
0,936 $\mu\text{m}$	0,931-0,941 $\mu\text{m}$	57 a 3,6 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
0,940 $\mu\text{m}$	0,915-0,965 $\mu\text{m}$	250 a 15,0 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
3,75 $\mu\text{m}$	3,660-3,840 $\mu\text{m}$	0,05 K a 0,45 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	Temperatura de la superficie y de las nubes
3,96 $\mu\text{m}$	3,929-3,989 $\mu\text{m}$	2,00 K a 2,38 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
3,96 $\mu\text{m}$	3,929-3,989 $\mu\text{m}$	0,07 K a 0,67 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
4,06 $\mu\text{m}$	4,020-4,080 $\mu\text{m}$	0,07 K a 0,79 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
4,47 $\mu\text{m}$	4,433-4,498 $\mu\text{m}$	0,25 K a 0,17 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	Temperatura atmosférica
4,55 $\mu\text{m}$	4,482-4,549 $\mu\text{m}$	0,25 K a 0,59 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
1,375 $\mu\text{m}$	1,360-1,390 $\mu\text{m}$	150 a 6,0 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	Nubes cirrus, vapor de agua
6,77 $\mu\text{m}$	6,535-6,895 $\mu\text{m}$	0,25 K a 1,16 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
7,33 $\mu\text{m}$	7,175-7,475 $\mu\text{m}$	0,25 K a 2,18 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
8,55 $\mu\text{m}$	8,400-8,700 $\mu\text{m}$	0,25 K a 9,58 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	Propiedades de las nubes
9,73 $\mu\text{m}$	9,580-9,880 $\mu\text{m}$	0,25 K a 3,69 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	Ozono
11,01 $\mu\text{m}$	10,780-11,280 $\mu\text{m}$	0,05 K a 9,55 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	Temperatura de la superficie y de las nubes
12,03 $\mu\text{m}$	11,770-12,270 $\mu\text{m}$	0,05 K a 8,94 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
13,34 $\mu\text{m}$	13,185-13,485 $\mu\text{m}$	0,25 K a 4,52 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	Temperatura de la cima de la nube
13,64 $\mu\text{m}$	13,485-13,785 $\mu\text{m}$	0,25 K a 3,76 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
13,94 $\mu\text{m}$	13,785-14,085 $\mu\text{m}$	0,25 K a 3,11 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	
14,24 $\mu\text{m}$	14,085-14,385 $\mu\text{m}$	0,35 K a 2,08 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu\text{m}^{-1}$	1 000 m	

**Cuadro 3.4. Ejemplo de captador de imágenes en el visible y el infrarrojo con fines múltiples en órbita terrestre baja: SEVIRI a bordo del Meteosat de segunda generación**

<i>SEVIRI</i>	<i>Captador de imágenes en el visible y el infrarrojo mejorado rotatorio</i>		
Satélites	Meteosat-8, Meteosat-9, Meteosat-10, Meteosat-11		
Misión	Captura de imágenes en el visible y el infrarrojo con fines múltiples para el análisis de nubes, la carga de aerosoles en la atmósfera, la temperatura de la superficie del mar, los parámetros radiativos de la superficie terrestre, el índice de vegetación por diferencias normalizadas, los incendios, la capa de nieve, el viento a partir del seguimiento del desplazamiento de las nubes, etc.		
Características principales	12 canales, distribuidos en el visible, el infrarrojo cercano, el infrarrojo de onda corta, el infrarrojo de onda media y el infrarrojo térmico		
Técnica de exploración	Mecánica Satélite rotatorio Barrido este-oeste continuo Barrido sur-norte por etapas		
Cobertura/ciclo	Disco lleno cada 15 minutos Áreas limitadas en intervalos de tiempo correspondientemente más cortos		
Resolución (SSP)	IFOV de 4,8 km, muestreo de 3 km para 11 canales estrechos IFOV de 1,6 km, muestreo de 1 km para 1 canal ancho en el visible		
Recursos	Masa: 260 kg Potencia: 150 W Velocidad de transmisión de los datos: 3,26 Mbps		
<i>Longitud de onda central</i>	<i>Intervalo espectral (99% de energía rodeada)</i>	<i>SNR o NEΔT a determinada radiancia de entrada</i>	
No aplicable (canal de banda amplia)	0,6-0,9 μm	4,3 a 1% albedo	
0,635 μm	0,56-0,71 μm	10,1 a 1% albedo	
0,81 μm	0,74-0,88 μm	7,28 a 1% albedo	
1,64 μm	1,50-1,78 μm	3 a 1% albedo	
3,92 μm	3,48-4,36 μm	0,35 K a 300 K	
6,25 μm	5,35-7,15 μm	0,75 K a 250 K	
7,35 μm	6,85-7,85 μm	0,75 K a 250 K	
8,70 μm	8,30-9,10 μm	0,28 K a 300 K	
9,66 μm	9,38-9,94 μm	1,50 K a 255 K	
10,8 μm	9,80-11,8 μm	0,25 K a 300 K	
12,0 μm	11,0-13,0 μm	0,37 K a 300 K	
13,4 μm	12,4-14,4 μm	1,80 K a 270 K	



**Cuadro 3.5. Ejemplo de captador de imágenes policromáticas de los océanos en órbita terrestre baja: MERIS a bordo del Envisat**

<i>MERIS</i>		<i>Espectrómetro de imágenes de resolución media</i>	
Satélite	Envisat		
Misión	Captura de imágenes del color del océano, las propiedades de los aerosoles, los índices de vegetación, etc.		
Características principales	15 canales de anchura de banda muy estrecha en el visible y el infrarrojo cercano		
Técnica de exploración	Por empuje 3 700 píxeles/líneas (divididos en 5 sistemas ópticos paralelos) Franja total: 1 150 km		
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial en 3 días a la luz del día		
Resolución (SSP)	IFOV básico de 300 m Resolución reducida para el registro mundial de datos: 1 200 m		
Recursos	Masa: 200 kg Potencia: 175 W Velocidad de transmisión de los datos: 24 Mbps		
<i>Longitud de onda central</i>	<i>Anchura de banda</i>	<i>SNR a determinada radiancia espectral de entrada</i>	
412,5 nm	10 nm	1 871 a 47,9 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
442,5 nm	10 nm	1 650 a 41,9 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
490 nm	10 nm	1 418 a 31,2 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
510 nm	10 nm	1 222 a 23,7 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
560 nm	10 nm	1 156 a 18,5 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
620 nm	10 nm	863 a 12,0 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
665 nm	10 nm	708 a 9,2 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
681,25 nm	7,5 nm	589 a 8,3 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
708,75 nm	10 nm	631 a 6,9 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
753,75 nm	7,5 nm	486 a 5,6 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
760,625 nm	3,75 nm	205 a 3,4 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
778,75 nm	15 nm	628 a 4,9 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
865 nm	20 nm	457 a 3,2 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
885 nm	10 nm	271 a 3,1 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	
900 nm	10 nm	211 a 2,4 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	

**Cuadro 3.6. Ejemplo de captador de imágenes con geometría de visualización especial: POLDER a bordo del PARASOL**

<i>POLDER</i>	<i>Polarización y direccionalidad de las reflectancias de la Tierra</i>		
Satélite	Polarización y anisotropía de reflectancias en la cima de la atmósfera en combinación con un satélite de observación con un lidar a bordo (PARASOL)		
Misión	Captura de imágenes con geometría de visualización especial, para una mejor observación de aerosoles y nubes cirrus y parámetros radiativos de la superficie terrestre, como la función de distribución de la reflectancia bidireccional		
Características principales	Visualización bidireccional Multipolarización 9 canales con anchura de banda estrecha en el visible y el infrarrojo cercano		
Técnica de exploración	Red de dispositivos de acoplamiento por cargas de 242 x 274 Franja: 2 400 km Cada lugar de la Tierra se visualiza desde más direcciones, conforme se desplaza el satélite		
Cobertura/ciclo	Cobertura casi mundial todos los días a la luz del día		
Resolución (SSP)	IFOV de 6,5 km		
Recursos	Masa: 32 kg Potencia: 50 W Velocidad de transmisión de los datos: 883 kbps		
<i>Longitud de onda central</i>	<i>Anchura de banda</i>	<i>Núm. de polarizaciones</i>	<i>SNR a determinada radiancia espectral de entrada</i>
443,5 nm	13,4 nm	–	200 a 61,9 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
490,9 nm	16,3 nm	3	200 a 63,2 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
563,8 nm	15,4 nm	–	200 a 58,1 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
669,9 nm	15,1 nm	–	200 a 48,7 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
762,9 nm	10,9 nm	3	200 a 38,9 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
762,7 nm	38,1 nm	–	200 a 38,9 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
863,7 nm	33,7 nm	–	200 a 30,8 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
907,1 nm	21,1 nm	3	200 a 27,5 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
1 019,6 nm	17,1 nm	–	200 a 22,6 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>

### 3.2.2 Captadores de imágenes ópticos de resolución alta

Estos instrumentos tienen las características principales siguientes:

- a) Resolución espacial en el intervalo inferior a 1 m hasta varias decenas de metros.
- b) Longitudes de onda en bandas del visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta (0,4 a 3 μm), con posible extensión al infrarrojo de onda media y al infrarrojo térmico.
- c) Número variable de canales y anchuras de banda:
  - i) canal único (pancromático) con unos 400 nm de anchura de banda (por ejemplo, 500 a 900 nm);
  - ii) 3 a 10 canales (multispectrales) con anchura de banda de aproximadamente 100 nm;

- iii) intervalo espectral continuo (hiperespectral); generalmente tiene 100 canales de unos 10 nm de anchura de banda.
- d) Capacidad de formación de imágenes: muestreo continuo y contiguo abarcando una franja de desde unas pocas decenas hasta aproximadamente 100 km, a menudo orientable en un campo de observación de varios cientos de kilómetros.
- e) Aplicable en satélites en órbita terrestre baja. No se descarta su uso desde satélites en órbita geoestacionaria, aunque todavía no se utiliza.

Según las bandas espectrales, el número y la anchura de banda de los canales y la capacidad de señalamiento orientable, los captadores de imágenes ópticos de alta resolución pueden realizar varias misiones, entre ellas:

- a) Captura de imágenes pancromáticas: vigilancia, reconocimiento, estereoscopia para modelos de elevación digital, etc. La resolución y la capacidad de señalamiento dirigido son características fundamentales de este tipo de instrumento.
- b) Captura de imágenes multiespectrales: observación de la tierra en relación con el uso, la cubierta terrestre, las aguas subterráneas, la clasificación de la vegetación, la vigilancia de desastres, etc. El número de canales y la cobertura espectral son características fundamentales de este tipo de instrumento.
- c) Captura de imágenes hiperespectrales: observación de la tierra, especialmente para el estudio del proceso vegetativo, el ciclo del carbono, etc. La resolución y la cobertura espectral son características fundamentales de este tipo de instrumento.

En los cuadros 3.7 a 3.9 se describen un ejemplo de captador de imágenes pancromático (WV60), un ejemplo de captador de imágenes multiespectral (ETM+) y un ejemplo de captador de imágenes hiperespectral (Hyperion).

**Cuadro 3.7. Ejemplo de captador de imágenes pancromático de alta resolución: WV60 a bordo del WorldView-1**

<i>WV60</i>	<i>Cámara WorldView 60</i>
Satélite	WorldView - 1
Misión	Vigilancia, reconocimiento, estereoscopia del modelo de elevación digital, etc.
Características principales	Pancromático Resolución: 0,5 m Direccionalidad Abertura del telescopio: 60 cm
Técnica de exploración	Por empuje Matriz de 35 000 detectores Franja: 17,6 km, orientable al inclinar el satélite en varios modos operativos Capacidad estereo tanto en el sentido de la trayectoria como en sentido transversal a las órbitas
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial en 6 meses a la luz del día Cobertura mundial en pocos días (hasta 3) por señalamiento estratégico
Resolución (SSP)	0,50 m
Recursos	Masa: 380 kg Potencia: 250 W Velocidad de transmisión de los datos: 800 Mbps

**Cuadro 3.8. Ejemplo de captador de imágenes multiespectral de alta resolución: ETM+ a bordo del Landsat-7**

<i>ETM+</i>		<i>Trazador temático cartográfico ampliado</i>	
Satélite	Landsat-7		
Misión	Observación terrestre del uso de la tierra, la cubierta terrestre, las aguas subterráneas, la clasificación de la vegetación, la vigilancia de desastres, etc.		
Características principales	8 canales: 1 pancromático, 6 canales en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, 1 canal en el infrarrojo térmico Resolución: 15 m, 30 m y 60 m		
Técnica de exploración	Por espejos giratorios 6 000 píxeles/línea (banda estrecha) 12 000 píxeles/línea (pancromática) 3 000 píxeles/línea (infrarrojo térmico) Franja: 185 km		
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial en 16 días a la luz del día		
Resolución (SSP)	30 m (6 canales de banda estrecha), 15 m (pancromática), 60 m (infrarrojo térmico)		
Recursos	Masa: 441 kg Potencia: 590 W Velocidad de transmisión de los datos: 150 Mbps		
<i>Longitud de onda central</i>	<i>Intervalo espectral</i>	<i>SNR a determinada radiancia espectral de entrada o NEΔT</i>	
		<i>Señal baja</i>	<i>Señal alta</i>
Pancromática	0,50-0,90 μm	14 a 22,9 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	80 a 156,3 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
0,48 μm	0,45-0,52 μm	36 a 40 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	130 a 190 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
0,56 μm	0,53-0,61 μm	37 a 30 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	167 a 193,7 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
0,66 μm	0,63-0,69 μm	24 a 21,7 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	127 a 149,6 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
0,83 μm	0,78-0,90 μm	33 a 13,6 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	226 a 149,6 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
1,65 μm	1,55-1,75 μm	34 a 4,0 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	176 a 31,5 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
2,20 μm	2,09-2,35 μm	27 a 1,7 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>	130 a 11,1 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
11,45 μm	10,4-12,5 μm	0,2 K a 300 K	0,2 K a 320 K

**Cuadro 3.9. Ejemplo de captador de imágenes hiperespectral de alta resolución : Hyperion a bordo del NMP EO-1**

<i>Hyperion</i>	
Satélite	Satélite Observador Terrestre de primera generación del Programa Milenio Nuevo (NMP EO-1)
Misión	Observación terrestre, especialmente para el estudio del proceso vegetativo, del ciclo del carbono, etc.
Características principales	Espectrómetro de difracción en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta con 220 canales (hiperespectral) en dos grupos que abarcan los intervalos de 0,4 a 1,0 μm y de 0,9 a 2,5 μm, respectivamente Anchura de banda de los canales: 10 nm Resolución: 30 m

<i>Hyperion</i>	
Técnica de exploración	Por empuje 250 píxeles/línea Franja: 7,5 km
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial en 1 año a la luz del día
Resolución (SSP)	30 m
Recursos	Masa: 49 kg Potencia: 51 W Velocidad de transmisión de los datos: 105 Mbps

### 3.2.3 Sondas de onda corta de exploración a través del nadir

Este tipo de espectrómetro tiene las características principales siguientes:

- Funciona en las bandas del ultravioleta, del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta (0,2 a 3  $\mu\text{m}$ ).
- Resolución espectral de una fracción de nanómetro a unos pocos nanómetros.
- Resolución espacial del orden de 10 km.
- Muestreo horizontal, no necesariamente continuo ni contiguo.
- Capacidad de exploración desde el señalamiento del nadir únicamente hasta una banda de unos pocos miles de kilómetros.
- Aplicable tanto en satélites en órbita terrestre baja como en satélites en órbita geoestacionaria.

Según las bandas espectrales y la resolución, las sondas de onda corta de exploración a través del nadir pueden emplearse para el estudio de la química atmosférica a fin de la vigilar una serie de elementos, en función principalmente de las bandas espectrales utilizadas:

- ultravioleta solamente: perfil de ozono;
- ultravioleta y visible: perfil de ozono y columna total o perfil bruto de unas pocas especies, por ejemplo, BrO, NO<sub>2</sub>, OClO, SO<sub>2</sub> y aerosoles;
- ultravioleta, visible e infrarrojo cercano: perfil de ozono y columna total o perfil bruto de otras varias especies, por ejemplo, BrO, ClO, H<sub>2</sub>O, HCHO, NO, NO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>, O<sub>2</sub>, O<sub>4</sub>, OClO, SO<sub>2</sub> y aerosoles;
- ultravioleta, visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta: perfil de ozono y columna total o perfil bruto de numerosas especies, por ejemplo, BrO, CH<sub>4</sub>, ClO, CO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, HCHO, N<sub>2</sub>O, NO, NO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>, O<sub>2</sub>, O<sub>4</sub>, OClO, SO<sub>2</sub> y aerosoles;
- infrarrojo cercano y de onda corta, posiblemente complementados por el infrarrojo de onda media y el infrarrojo térmico: columna total o perfil bruto de especies seleccionadas, por ejemplo, CH<sub>4</sub>, CO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O y O<sub>2</sub>.

En los cuadros 3.10 y 3.11 se describen un ejemplo de cobertura espectral total (SCIAMACHY-nadir en órbita terrestre baja) y un ejemplo de cobertura espectral reducida (UVN en órbita geoestacionaria).

**Cuadro 3.10. Ejemplo de sonda de onda corta de exploración a través del nadir en órbita terrestre baja: SCIAMACHY-nadir a bordo del Envisat**

<i>SCIAMACHY-nadir</i>	<i>Espectrómetro de absorción de formación de imágenes mediante exploración para cartografía de la atmósfera - unidad de exploración del nadir</i>		
Satélite	Envisat		
Misión	Química atmosférica Especies estudiadas: BrO, CH <sub>4</sub> , ClO, CO, CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> O, HCHO, N <sub>2</sub> O, NO, NO <sub>2</sub> , NO <sub>3</sub> , O <sub>2</sub> , O <sub>3</sub> , O <sub>4</sub> , OCIO, SO <sub>2</sub> y aerosoles		
Características principales	Intervalo espectral: ultravioleta, visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta Capacidad para la formación de imágenes: espectrómetro de rejilla que abarca 8 bandas, 8 192 canales, con 7 canales de polarización		
Técnica de exploración	Mecánica, transversal IFOV: 25 km en el sentido de la trayectoria x 0,6 km en sentido transversal a la trayectoria en el SSP El tiempo de integración se realiza en sentido transversal a la trayectoria para obtener la SNR requerida Franja: 960 km; una línea de exploración en 4,5 segundos El modo a través del nadir alterna con el modo limbo y el modo de ocultación solar/lunar		
Cobertura/ciclo	Modo transversal: cobertura mundial cada 3 días a la luz del día, si se utiliza a tiempo completo		
Resolución (SSP)	La resolución típica es de 30 km en el sentido de la trayectoria x 60 km en sentido transversal a la trayectoria en el SSP		
Recursos	Masa: 198 kg Potencia: 122 W Velocidad de transmisión de los datos: 400 kbps		
<i>Intervalo espectral</i>	<i>Núm. de canales</i>	<i>Resolución espectral</i>	<i>SNR a determinada radiancia espectral de entrada</i>
214-334 nm	1 024	0,24 nm	200 a 0,5 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
300-412 nm	1 024	0,26 nm	2 300 a 58 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
383-628 nm	1 024	0,44 nm	2 600 a 90 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
595-812 nm	1 024	0,48 nm	2 800 a 61 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
773-1 063 nm	1 024	0,54 nm	1 900 a 40 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
971-1 773 nm	1 024	1,48 nm	1 500 a 25 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
1 934-2 044 nm	1 024	0,22 nm	100 a 3,4 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
2 259-2 386 nm	1 024	0,26 nm	320 a 2,2 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
310-2 380 nm	7	67-137 nm	No aplicable

**Cuadro 3.11. Ejemplo de sonda de onda corta de exploración a través del nadir en órbita geoestacionaria: UVN a bordo del MTG**

<i>UVN</i>	<i>Sonda de ultravioleta, visible e infrarrojo cercano También llamada Sentinel 4</i>		
Satélites	MTG-S1 MTG-S2		
Misión	Química atmosférica Especies estudiadas: BrO, ClO, H <sub>2</sub> O, HCHO, NO, NO <sub>2</sub> , NO <sub>3</sub> , O <sub>2</sub> , O <sub>3</sub> , O <sub>4</sub> , OCIO, SO <sub>2</sub> y aerosoles		
Características principales	Intervalo espectral: ultravioleta, visible e infrarrojo cercano Capacidad de formación de imágenes: espectrómetro de rejilla que abarca 3 bandas, con 1 470 canales		
Técnica de exploración	Mecánica Satélite estabilizado en tres ejes Continua de este a oeste Por etapas de sur a norte		
Cobertura/ciclo	Zona europea (lat. 30° N-65° N, long. 15° W-50° E) en 60 minutos (también es posible en 30 minutos)		
Resolución (SSP)	Definida en 45° N 0°: < 8 km en las direcciones norte a sur y este a oeste		
Recursos	Masa: 150 kg Potencia : 100 W Velocidad de transmisión de los datos: 25 Mbps		
<i>Intervalo espectral</i>	<i>Núm. de canales</i>	<i>Resolución espectral</i>	<i>SNR a determinada radiancia espectral de entrada</i>
305-400 nm	570	0,5 nm	200-1 400 a 40-120 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
400-500 nm	600	0,5 nm	1 400 a 140 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
755-775 nm	300	0,2 nm	1 200 a 60 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>

### 3.2.4 Sondas de infrarrojos de exploración a través del nadir

Estos radiómetros o espectrómetros tienen las características principales siguientes:

- Longitudes de onda en las bandas del infrarrojo de onda media y del infrarrojo térmico (3 a 15 μm), con una posible extensión al infrarrojo lejano (hasta 50 μm) y canales auxiliares en las bandas del visible y del infrarrojo cercano.
- Resolución espectral del orden de 0,1 cm<sup>-1</sup> (muy alta resolución), 0,5 cm<sup>-1</sup> (hiperespectral) o 10 cm<sup>-1</sup> (radiómetro).
- Resolución espacial del orden de 10 km.
- Muestreo horizontal no necesariamente continuo ni contiguo.
- Capacidad de exploración: puede ser desde el señalamiento al nadir únicamente hasta una franja de unos pocos miles de kilómetros.
- Aplicable tanto en satélites en órbita terrestre baja como en satélites en órbita geoestacionaria.

Según las bandas espectrales y la resolución, las sondas de infrarrojos de exploración a través del nadir pueden emplearse para el determinar el perfil de la temperatura y la humedad atmosféricas y/o para estudiar la química atmosférica respecto de varias especies:



- a) Los radiómetros proporcionan perfiles de la temperatura y la humedad de baja resolución vertical.
- b) Los espectrómetros proporcionan perfiles de la temperatura y la humedad de alta resolución vertical, perfiles del ozono de baja resolución y columnas totales o perfiles brutos de algunas otras especies, por ejemplo, CH<sub>4</sub>, CO, CO<sub>2</sub>, HNO<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub> y aerosoles.
- c) Los espectrómetros de muy alta resolución empleados específicamente para estudiar la química atmosférica proporcionan perfiles o columnas totales de C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>, CFC-11, CFC-12, CH<sub>4</sub>, ClONO<sub>2</sub>, CO, CO<sub>2</sub>, COS, H<sub>2</sub>O, HNO<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, NO, NO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, PAN, SF<sub>6</sub>, SO<sub>2</sub> y aerosoles.

En los cuadros 3.12 a 3.14 se describen tres ejemplos: un radiómetro en órbita geoestacionaria (Sounder a bordo del GOES), una sonda hiperspectral en órbita terrestre baja (IASI a bordo del Metop) y un espectrómetro de muy alta resolución en órbita terrestre baja (TES-nadir a bordo del EOS-Aura).

**Cuadro 3.12. Ejemplo de sonda radiométrica de infrarrojos de exploración a través del nadir en órbita geoestacionaria: Sounder a bordo del GOES**

<i>Sounder del GOES</i>	
Satélites	Satélite geoestacionario operativo para el estudio del medio ambiente: GOES-8, GOES-9, GOES-10, GOES-11, GOES-12, GOES-13, GOES-14, GOES-15
Misión	Perfiles de la temperatura y la humedad de baja resolución vertical
Características principales	Radiómetro: 18 canales de anchura de banda estrecha en el infrarrojo de onda media y el infrarrojo térmico + 1 canal en el visible
Técnica de exploración	Mecánica Biaxial Satélite con estabilización en tres ejes Por etapas y pausas
Cobertura/ciclo	Disco lleno en 8 horas 3 000 x 3 000 km <sup>2</sup> en 42 minutos 1 000 x 1 000 km <sup>2</sup> en 5 minutos
Resolución (SSP)	8,0 km
Recursos	Masa: 152 kg Potencia: 93 W Velocidad de transmisión de los datos: 40 kbps

<i>Longitud de onda</i>	<i>Núm. de onda</i>	<i>Anchura de banda</i>	<i>SNR o NE<math>\Delta</math>T a determinada entrada</i>
14,71 $\mu\text{m}$	680 $\text{cm}^{-1}$	13 $\text{cm}^{-1}$	1,24 K a 290 K
14,37 $\mu\text{m}$	696 $\text{cm}^{-1}$	13 $\text{cm}^{-1}$	0,79 K a 290 K
14,06 $\mu\text{m}$	711 $\text{cm}^{-1}$	13 $\text{cm}^{-1}$	0,68 K a 290 K
13,64 $\mu\text{m}$	733 $\text{cm}^{-1}$	16 $\text{cm}^{-1}$	0,55 K a 290 K
13,37 $\mu\text{m}$	748 $\text{cm}^{-1}$	16 $\text{cm}^{-1}$	0,49 K a 290 K
12,66 $\mu\text{m}$	790 $\text{cm}^{-1}$	30 $\text{cm}^{-1}$	0,23 K a 290 K
12,02 $\mu\text{m}$	832 $\text{cm}^{-1}$	50 $\text{cm}^{-1}$	0,14 K a 290 K
11,03 $\mu\text{m}$	907 $\text{cm}^{-1}$	50 $\text{cm}^{-1}$	0,10 K a 290 K
9,71 $\mu\text{m}$	1 030 $\text{cm}^{-1}$	25 $\text{cm}^{-1}$	0,12 K a 290 K
7,43 $\mu\text{m}$	1 345 $\text{cm}^{-1}$	55 $\text{cm}^{-1}$	0,06 K a 290 K
7,02 $\mu\text{m}$	1 425 $\text{cm}^{-1}$	80 $\text{cm}^{-1}$	0,06 K a 290 K
6,51 $\mu\text{m}$	1 535 $\text{cm}^{-1}$	60 $\text{cm}^{-1}$	0,15 K a 290 K
4,57 $\mu\text{m}$	2 188 $\text{cm}^{-1}$	23 $\text{cm}^{-1}$	0,20 K a 290 K
4,52 $\mu\text{m}$	2 210 $\text{cm}^{-1}$	23 $\text{cm}^{-1}$	0,17 K a 290 K
4,45 $\mu\text{m}$	2 248 $\text{cm}^{-1}$	23 $\text{cm}^{-1}$	0,20 K a 290 K
4,13 $\mu\text{m}$	2 420 $\text{cm}^{-1}$	40 $\text{cm}^{-1}$	0,14 K a 290 K
3,98 $\mu\text{m}$	2 513 $\text{cm}^{-1}$	40 $\text{cm}^{-1}$	0,22 K a 290 K
3,74 $\mu\text{m}$	2 671 $\text{cm}^{-1}$	100 $\text{cm}^{-1}$	0,14 K a 290 K
0,70 $\mu\text{m}$	No aplicable	0,05 $\mu\text{m}$	1 000 a 100% de albedo

**Cuadro 3.13. Ejemplo de sonda de infrarrojos hiperespectral de exploración a través del nadir en órbita terrestre baja: IASI a bordo del Metop**

<i>IASI</i>	<i>Interferómetro de sondeo atmosférico en el infrarrojo</i>
Satélites	Metop-A, Metop-B, Metop-C
Misión	Perfil de la temperatura y la humedad de muy alta resolución vertical Perfil del ozono de baja resolución Columna total o perfil bruto de otras varias especies, por ejemplo CH <sub>4</sub> , CO, CO <sub>2</sub> , HNO <sub>3</sub> , NO <sub>2</sub> , SO <sub>2</sub> y aerosoles
Características principales	Espectrómetro: resolución espectral de 0,25 $\text{cm}^{-1}$ (no apodizada) Intervalo espectral en el infrarrojo de onda media e infrarrojo térmico Interferómetro con 8 461 canales y un captador de imágenes en el infrarrojo térmico con canal integrado
Técnica de exploración	Transversal: 30 pasos de 48 km en el SSP Franja: 2 130 km Longitudinal: una línea de 48 km cada 8 segundos
Cobertura/ciclo	Cobertura casi mundial dos veces diarias
Resolución (SSP)	IFOV de 4 x 12 km, próximo al centro de una célula de 48 x 48 km <sup>2</sup> (distancia de muestreo promedio: 24 km)
Recursos	Masa: 236 kg Potencia: 210 W Velocidad de transmisión de los datos: 1,5 Mbps (después del procesamiento a bordo)

<i>Intervalo espectral (<math>\mu\text{m}</math>)</i>	<i>Intervalo espectral (<math>\text{cm}^{-1}</math>)</i>	<i>Resolución espectral (no apodizada)</i>	<i>NE<math>\Delta</math>T a determinada temperatura de escena</i>
8,26-15,50 $\mu\text{m}$	645-1210 $\text{cm}^{-1}$	0,25 $\text{cm}^{-1}$	0,2-0,3 K a 280 K
5,00-8,26 $\mu\text{m}$	1 210-2 000 $\text{cm}^{-1}$	0,25 $\text{cm}^{-1}$	0,2-0,5 K a 280 K
3,62-5,00 $\mu\text{m}$	2 000-2 760 $\text{cm}^{-1}$	0,25 $\text{cm}^{-1}$	0,5-2,0 K a 280 K
10,3-12,5 $\mu\text{m}$	No aplicable	No aplicable	0,8 K a 280 K

**Cuadro 3.14. Ejemplo de sonda de infrarrojos de muy alta resolución para exploración a través del nadir en órbita terrestre baja: TES-nadir a bordo del EOS-Aura**

<i>TES-nadir</i>	<i>Espectrómetro de emisión troposférica - unidad de exploración del nadir</i>		
Satélite	EOS-Aura		
Misión	Química atmosférica: perfiles o columnas totales de C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> , C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , CFC-11, CFC-12, CH <sub>4</sub> , ClONO <sub>2</sub> , CO, CO <sub>2</sub> , COS, H <sub>2</sub> O, HNO <sub>3</sub> , N <sub>2</sub> O, N <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , NO, NO <sub>2</sub> , O <sub>3</sub> , PAN, SF <sub>6</sub> , SO <sub>2</sub> y aerosoles		
Características principales	Espectrómetro Resolución espectral: 0,059 $\text{cm}^{-1}$ (no apodizada) Intervalo espectral: infrarrojo de onda media e infrarrojo térmico Interferómetro de imágenes: cuatro bandas, 40 540 canales		
Técnica de exploración	Modo transversal: matriz de 16 detectores con una huella al nadir de 0,53 km <sup>2</sup> x 0,53 km <sup>2</sup> que se desplaza en 10 pasos para abarcar un campo de visión de 5,3 x 8,5 km <sup>2</sup> , que puede orientarse hacia cualquier lugar en un cono de 45° de apertura o una franja de 885 km El modo a través del nadir es una alternativa al modo de limbo		
Cobertura/ciclo	Modo transversal: si se usa a tiempo completo utilizando señalamiento estratégico, podría obtenerse una cobertura mundial para células de ~80 km de ancho en 16 días (ciclo de repetición de la órbita)		
Resolución (SSP)	Muestreo de 0,53 km		
Recursos	Masa: 385 kg Potencia: 334 W Velocidad de transmisión de los datos: 4,5 Mbps		
<i>Intervalo espectral (<math>\mu\text{m}</math>)</i>	<i>Intervalo espectral (<math>\text{cm}^{-1}</math>)</i>	<i>Resolución espectral (no apodizada)</i>	<i>NE<math>\Delta</math>T a determinada temperatura de escena</i>
11,11-15,38 $\mu\text{m}$	650-900 $\text{cm}^{-1}$	0,059 $\text{cm}^{-1}$	< 1 K a 280 K
8,70-12,20 $\mu\text{m}$	820-1 150 $\text{cm}^{-1}$	0,059 $\text{cm}^{-1}$	< 1 K a 280 K
5,13-9,09 $\mu\text{m}$	1 100-1 950 $\text{cm}^{-1}$	0,059 $\text{cm}^{-1}$	< 1 K a 280 K
3,28-5,26 $\mu\text{m}$	1 900-3 050 $\text{cm}^{-1}$	0,059 $\text{cm}^{-1}$	< 2 K a 280 K

### 3.2.5 Radiómetros de microondas

Estos radiómetros tienen las características principales siguientes:

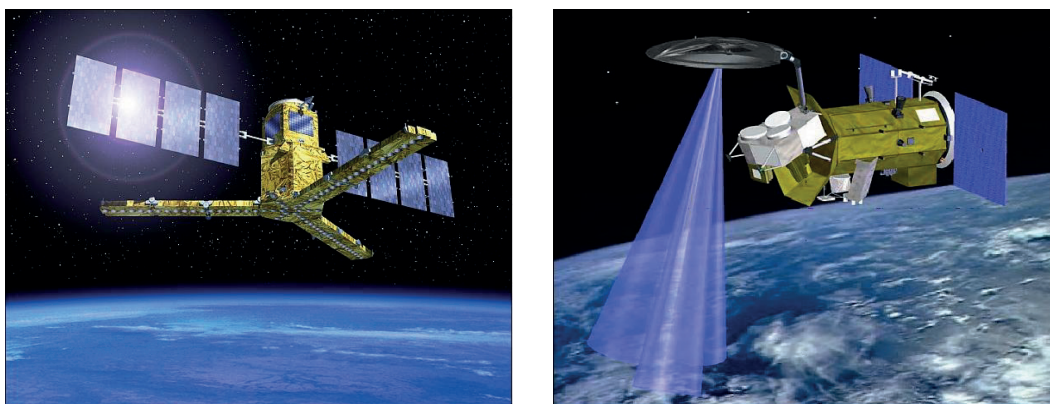
- Frecuencias de 1 a 3 000 GHz (longitudes de onda de 0,1 mm a 30 cm).
- Anchuras de banda de los canales de desde unos pocos megahercios a varios gigahercios.
- Resolución espacial de desde unos pocos kilómetros a alrededor de 100 km, según el tamaño de la antena y la frecuencia.
- Muestreo horizontal no necesariamente continuo ni contiguo.

- e) Exploración: transversal (franja del orden de 2 000 km), cónica (franja del orden de 1 500 km, posiblemente proporcionando polarización simple o doble), o solamente del nadir.
- f) Aplicable en satélites en órbita terrestre baja.

Según la frecuencia, la resolución espacial y el modo de exploración, los radiómetros de microondas pueden realizar varias misiones, a saber:

- a) Captura de imágenes de microondas para fines múltiples de la precipitación, el agua líquida y el hielo de las nubes, el agua precipitable, la temperatura de la superficie del mar, la velocidad del viento en la superficie del mar (y la dirección, si se utiliza la multipolarización), la capa de hielo marino, la humedad del suelo en superficie, el estado de la nieve, el equivalente en agua, etc. La extensión del intervalo espectral, desde 19 GHz como mínimo (posiblemente 10 GHz o, idealmente, 6 a 7 GHz) hasta por lo menos 90 GHz, y la exploración cónica para aprovechar la polarización diferencial en ángulos de incidencia constante son características fundamentales de este tipo de instrumento.
- b) Sondeos para medir la temperatura y la humedad en prácticamente todas las condiciones meteorológicas, lo que es también de utilidad para la precipitación. Los canales en bandas de absorción de  $O_2$  para la temperatura (frecuencia principal: 57 GHz) y  $H_2O$  para la humedad (frecuencia principal: 183 GHz) son características fundamentales de este tipo de instrumento.
- c) Salinidad de la superficie del mar y contenido volumétrico de la humedad del suelo. La baja frecuencia en la banda L (frecuencia principal: 1,4 GHz) es una característica fundamental de este tipo de instrumento; ello implica el uso de antenas muy grandes (véase la figura 3.7).
- d) Corrección atmosférica en apoyo de las misiones de altimetría. La frecuencia de la banda de 23 GHz del vapor de agua y sus ventanas próximas, y la visión del nadir, cocentrada con un altímetro, son características fundamentales de este tipo de instrumento.

En los cuadros 3.15 a 3.18 se describen ejemplos de un radiómetro con fines múltiples (AMSR-E), una sonda para medir la temperatura y la humedad (ATMS), un radiómetro de baja frecuencia (MIRAS) y un radiómetro de observación desde el nadir (AMR).



**Figura 3.7.** Diagrama del satélite de humedad del suelo y salinidad del océano (SMOS) con el radiómetro formador de imágenes de microondas con síntesis de apertura (MIRAS, izquierda) y del satélite de aplicaciones científicas-D (SAC-D) con Aquarius (derecha). La antena de apertura real del Aquarius tiene 2,5 m de diámetro. La antena de apertura sintética del MIRAS está inscrita en un círculo de 4 m de diámetro.

**Cuadro 3.15. Ejemplo de captador de imágenes de microondas con fines múltiples: AMSR-E a bordo del EOS-Aqua**

<i>AMSR-E</i>	<i>Radiómetro de exploración en microondas avanzado del Sistema de Observación de la Tierra</i>				
Satélite	EOS-Aqua				
Misión	Captura de imágenes en microondas con fines múltiples de la precipitación, el agua líquida y el hielo en las nubes, el agua precipitable, la temperatura de la superficie del mar, la velocidad del viento en la superficie del mar, la capa de hielo marino, la humedad del suelo en superficie, el estado de la nieve, el equivalente en agua, etc.				
Características principales	Intervalo espectral: 6,9 a 89 GHz 6 frecuencias, 12 canales, en su mayoría ventanas Exploración cónica				
Técnica de exploración	Cónica: ángulo cenital de 55° Franja: 1 450 km Frecuencia de barrido: 40 barridos/minuto = 10 km/barrido				
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial una vez por día				
Resolución (SSP)	Cambia según la frecuencia Acorde a un diámetro de antena de 1,6 m				
Recursos	Masa: 314 kg Potencia: 350 W Velocidad de transmisión de los datos: 87,4 kbps				
<i>Frecuencia central (GHz)</i>	<i>Anchura de banda (MHz)</i>	<i>Polarizaciones</i>	<i>NEΔT</i>	<i>IFOV</i>	<i>Píxel</i>
6,925	350	Vertical (V), Horizontal (H)	0,3 K	43 x 75 km	10 x 10 km
10,65	100	V, H	0,6 K	29 x 51 km	10 x 10 km
18,7	200	V, H	0,6 K	16 x 27 km	10 x 10 km
23,8	400	V, H	0,6 K	14 x 21 km	10 x 10 km
36,5	1 000	V, H	0,6 K	9 x 14 km	10 x 10 km
89,0	3 000	V, H	1,1 K	4 x 6 km	5 x 5 km

**Cuadro 3.16. Ejemplo de sonda de microondas para medir la temperatura y la humedad: ATMS a bordo del satélite Suomi-NPP y del JPSS**

<i>ATMS</i>	<i>Sonda de microondas de tecnología avanzada</i>				
Satélite	Asociación Nacional de Órbita Polar Suomi (Suomi-NPP), Sistema Conjunto de Satélites Polares de primera y segunda generación (JPSS-1 y JPSS-2)				
Misión	Sondeos para medir la temperatura y la humedad en prácticamente todas las condiciones meteorológicas; de uso también para la precipitación				
Características principales	Intervalo espectral: 23 a 183 GHz 22 canales, que incluyen las bandas de 57 y 183 GHz Exploración transversal a la trayectoria				
Técnica de exploración	Transversal: 96 pasos de 16 km en el SSP Franja: 2 200 km Longitudinal: una línea de 16 km cada 8/3 segundos				
Cobertura/ciclo	Cobertura casi mundial dos veces al día				
Resolución (SSP)	16 km en los canales a entre 165 y 183 GHz 32 km en los canales a entre 50 y 90 GHz 75 km en los canales a entre 23 y 32 GHz				

<i>ATMS</i>		<i>Sonda de microondas de tecnología avanzada</i>		
Recursos	Masa: 75,4 kg Potencia: 93 W Velocidad de transmisión de los datos: 20 kbps			
<i>Frecuencia central (GHz)</i>	<i>Anchura de banda (MHz)</i>	<i>Cuasi-polarización</i>	<i>NEΔT</i>	
23,800	270	Cuasi-vertical (QV)	0,90 K	
31,400	180	QV	0,90 K	
50,300	180	Cuasi-horizontal (QH)	1,20 K	
51,760	400	QH	0,75 K	
52,800	400	QH	0,75 K	
53,596 ± 0,115	170	QH	0,75 K	
54,400	400	QH	0,75 K	
54,940	400	QH	0,75 K	
55,500	330	QH	0,75 K	
f0 = 57,290344	330	QH	0,75 K	
f0 ± 0,217	78	QH	1,20 K	
f0 ± 0,3222 ± 0,048	36	QH	1,20 K	
f0 ± 0,3222 ± 0,022	16	QH	1,50 K	
f0 ± 0,3222 ± 0,010	8	QH	2,40 K	
f0 ± 0,3222 ± 0,0045	3	QH	3,60 K	
89,5	5 000	QV	0,50 K	
165,5	3 000	QH	0,60 K	
183,31 ± 7,0	2 000	QH	0,80 K	
183,31 ± 4,5	2 000	QH	0,80 K	
183,31 ± 3,0	1 000	QH	0,80 K	
183,31 ± 1,8	1 000	QH	0,80 K	
183,31 ± 1,0	500	QH	0,90 K	

**Cuadro 3.17. Ejemplo de radiómetro de microondas en banda L: MIRAS a bordo del SMOS**

<i>MIRAS</i>	<i>Radiómetro formador de imágenes de microondas con síntesis de apertura</i>
Satélite	Satélite de humedad del suelo y salinidad del océano (SMOS)
Misión	Salinidad de la superficie del mar, contenido volumétrico de la humedad del suelo
Características principales	Antena de abertura sintética muy grande Frecuencia única en banda L (1,413 GHz) Varios modos polarimétricos
Técnica de exploración	Por empuje: se aplica la interferometría de correlación entre redes de recepción utilizadas en los tres brazos de una antena en forma de "Y" Franja: 1 000 km
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial en 3 días (humedad del suelo) De acuerdo con la exactitud deseada para la medición de la salinidad, se necesita una media de un mayor número de semanas

<i>MIRAS</i>	<i>Radiómetro formador de imágenes de microondas con síntesis de apertura</i>
Resolución (SSP)	50 km básico; puede disminuir según la exactitud deseada para la medición de la salinidad
Recursos	Masa: 355 kg Potencia: 511 W Velocidad de transmisión de los datos: 89 kbps

**Cuadro 3.18. Ejemplo de radiómetro de microondas no exploratorio diseñado en apoyo de la altimetría: AMR a bordo del JASON**

<i>AMR</i>	<i>Radiómetro de microondas avanzado</i>
Satélites	JASON-2, JASON-3
Misión	Corrección atmosférica en apoyo de los altímetros del JASON-1 y JASON-2
Características principales	3 frecuencias: 18,7 GHz, 23,8 GHz y 34 GHz
Técnica de exploración	Visión únicamente al nadir, asociada a los altímetros de radar del Poseidon-3 y Poseidon-3B
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial en 1 mes para un espaciado medio de 30 km, o en 10 días para un espaciado medio de 100 km
Resolución (SSP)	25 km
Recursos	Masa: 27 kg Potencia: 31 W Velocidad de transmisión de los datos: 100 bps

### 3.2.6 Sondas del limbo

Esta familia de instrumentos tiene las características principales siguientes:

- Exploración del limbo de la Tierra: esto permite determinar la resolución vertical (en el intervalo de 1 a 3 km), la capa atmosférica observada (en el intervalo de 10 a 80 km) y la resolución espacial (aproximadamente 300 km de visión).
- Espectrómetros que utilizan las bandas del ultravioleta, del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta (200 a 3 000 nm), o del infrarrojo de onda media e infrarrojo térmico (3 a 16  $\mu\text{m}$ ), o el intervalo de microondas de alta frecuencia (100 a 3 000 GHz).
- Resolución espacial: desde unas pocas decenas de kilómetros a unos pocos cientos de kilómetros en sentido transversal.
- Muestreo horizontal: limitado a una o algunas direcciones acimutales.
- Aplicable solamente en satélites en órbita terrestre baja.

Las sondas de limbo pueden observar la troposfera superior, la estratosfera y la mesosfera con alta resolución vertical, y se utilizan principalmente para estudiar la química atmosférica. Según las bandas espectrales, las sondas de limbo pueden estudiar diferentes especies:

- Espectrómetros de onda corta para varias especies según la parte del espectro abarcada. Para todo el intervalo espectral de ultravioleta, visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta, las principales especies son: BrO, CH<sub>4</sub>, ClO, CO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, HCHO, N<sub>2</sub>O, NO, NO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>, O<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, O<sub>4</sub>, OClO, SO<sub>2</sub> y aerosoles.



- b) Espectrómetros del infrarrojo para varias especies según la parte del espectro abarcada. Para todo el intervalo espectral de infrarrojo de onda media e infrarrojo térmico, las principales especies son:  $C_2H_2$ ,  $C_2H_6$ , CFCs ( $CCl_4$ ,  $CF_4$ , F11, F12, F22),  $CH_4$ ,  $ClONO_2$ , CO,  $COF_2$ ,  $H_2O$ ,  $HNO_3$ ,  $HNO_4$ , HOCl,  $N_2O$ ,  $N_2O_5$ , NO,  $NO_2$ ,  $O_3$ , OCS,  $SF_6$  y aerosoles.
- c) Espectrómetro de microondas para varias especies según la parte abarcada del espectro. Para el intervalo de 100 a 3 000 GHz, las principales especies son: BrO, ClO, CO,  $H_2O$ , HCl, HCN,  $HNO_3$ ,  $HO_2$ , HOCl,  $N_2O$ ,  $O_3$ , OH y  $SO_2$ .
- d) Sonda de ocultación, que sigue la trayectoria del Sol, la luna o las estrellas, para varias especies según la parte abarcada del espectro. Para todo el intervalo espectral del ultravioleta, del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, las principales especies son:  $H_2O$ ,  $NO_2$ ,  $NO_3$ ,  $O_3$ , OClO y aerosoles.

En los cuadros 3.19 a 3.22 se describen ejemplos de sondas del limbo que utilizan ondas cortas (SCIAMACHY-limb), el infrarrojo (MIPAS), microondas (MLS) y ocultación en onda corta (SAGE-III ISS).

**Cuadro 3.19. Ejemplo de sonda de limbo que utiliza ondas cortas: SCIAMACHY-limb a bordo del Envisat**

SCIAMACHY-limb	<i>Espectrómetro de absorción de imágenes mediante exploración para cartografía de la atmósfera - unidad de exploración del limbo</i>		
Satélite	Envisat		
Misión	Química de la alta atmósfera Especies estudiadas: BrO, $CH_4$ , ClO, CO, $CO_2$ , $H_2O$ , HCHO, $N_2O$ , NO, $NO_2$ , $NO_3$ , $O_2$ , $O_3$ , $O_4$ , OClO, $SO_2$ y aerosoles		
Características principales	Espectrómetro de rejilla en el ultravioleta, el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta 8 bandas 8 192 canales con 7 canales de polarización		
Técnica de exploración	Exploración del limbo de $\pm 500$ km de sector horizontal Ocultación solar y lunar: en este modo, el instrumento funciona con autocalibración (principio de espectroscopia de absorción óptica diferencial) El modo de limbo, de ocultación solar/lunar y a través del nadir se alternan		
Cobertura/ciclo	Si se utiliza a tiempo completo, la exploración del limbo proporcionaría cobertura mundial cada 3 días a la luz del día No se aplica en caso de ocultación solar y lunar		
Resolución (SSP)	Vertical: 3 km, en el intervalo de altitud de 10 a 100 km Resolución horizontal efectiva: $\sim 300$ km (geometría del limbo) Ocultación solar y lunar: 1 km vertical, en el intervalo de altitud de 10 a 100 km; horizontal $\sim 300$ km		
Recursos	Masa: 198 kg Potencia: 122 W Velocidad de transmisión de los datos: 400 kbps		
<i>Intervalo espectral</i>	<i>Núm. de canales</i>	<i>Resolución espectral</i>	<i>SNR a determinada radiancia espectral de entrada</i>
214-334 nm	1 024	0,24 nm	500 a $1,5 W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$
300-412 nm	1 024	0,26 nm	4 000 a $130 W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$
383-628 nm	1 024	0,44 nm	4 500 a $170 W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$
595-812 nm	1 024	0,48 nm	3 000 a $49 W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$
773-1 063 nm	1 024	0,54 nm	2 500 a $24 W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$
971-1 773 nm	1 024	1,48 nm	1 000 a $8,2 W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$

SCIAMACHY-limb		<i>Espectrómetro de absorción de imágenes mediante exploración para cartografía de la atmósfera - unidad de exploración del limbo</i>	
1 934-2 044 nm	1 024	0,22 nm	10 a 0,2 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
2 259-2 386 nm	1 024	0,26 nm	7 a 0,1 W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> μm <sup>-1</sup>
310-2 380 nm	7	67-137 nm	No aplicable

**Cuadro 3.20. Ejemplo de sonda de limbo que utiliza el infrarrojo: MIPAS a bordo del Envisat**

MIPAS	<i>Interferómetro de Michelson para el sondeo pasivo de la atmósfera</i>
Satélite	Envisat
Misión	Química de la alta atmósfera Especies estudiadas: C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> , C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> , CFCs (CCl <sub>4</sub> , CF <sub>4</sub> , F11, F12, F22), CH <sub>4</sub> , ClONO <sub>2</sub> , CO, COF <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> O, HNO <sub>3</sub> , HNO <sub>4</sub> , HOCl, N <sub>2</sub> O, N <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , NO, NO <sub>2</sub> , O <sub>3</sub> , OCS, SF <sub>6</sub> y aerosoles
Características principales	Espectrómetro en el infrarrojo: interferómetro de Michelson Intervalo: 685 a 2 410 cm <sup>-1</sup> (4,15 a 14,6 μm) Resolución espectral: 0,035 cm <sup>-1</sup> (no apodizada) 60 000 canales/espectro NESR: 50 nW cm <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> cm a 685 cm <sup>-1</sup> , 4,2 nW cm <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> cm a 2 410 cm <sup>-1</sup>
Técnica de exploración	Exploración del limbo, anterior y lateral 75 segundos para una exploración vertical; 80 exploraciones/órbita 1 145 perfiles/día
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial cada 3 días para una medición en cada celda de 300 x 300 km <sup>2</sup>
Resolución (SSP)	Vertical: 3 km, en el intervalo de altitud de 5 a 150 km Resolución horizontal efectiva: ~300 km (geometría del limbo)
Recursos	Masa: 320 kg Potencia: 210 W Velocidad de transmisión de los datos: 8 Mbps

**Cuadro 3.21. Ejemplo de sonda de limbo que utiliza microondas: MLS a bordo del EOS-Aura**

MLS	<i>Sonda de limbo de microondas</i>
Satélite	EOS-Aura
Misión	Química de la alta atmósfera Especies estudiadas: BrO, ClO, CO, H <sub>2</sub> O, HCl, HCN, HNO <sub>3</sub> , HO <sub>2</sub> , HOCl, N <sub>2</sub> O, O <sub>3</sub> , OH y SO <sub>2</sub>
Características principales	Espectrómetro de microondas : 5 bandas, 36 sub-bandas, 1 000 canales Radiómetro heterodino de ondas milimétricas y submilimétricas en frecuencias de 118 GHz (9 bandas), 190 GHz (6 bandas), 240 GHz (7 bandas), 640 GHz (9 bandas) y 2 500 Hz (5 bandas)
Técnica de exploración	Exploración del limbo
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial cada 3 días para células de 300 km de ancho
Resolución (SSP)	Vertical: 1,5 km, en el intervalo de altitud de 5 a 120 km Resolución horizontal efectiva: ~300 km (geometría del limbo)
Recursos	Masa: 490 kg Potencia: 550 W Velocidad de transmisión de los datos: 100 kbps

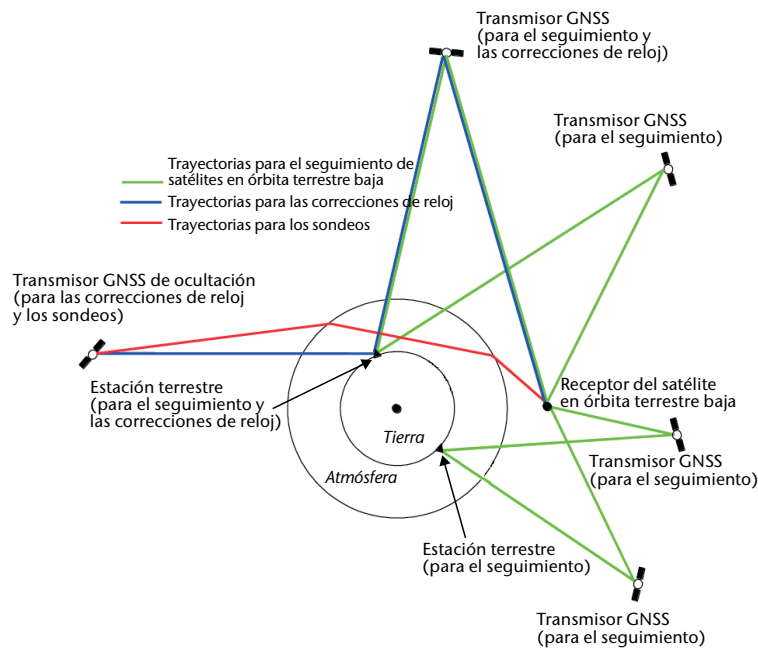
**Cuadro 3.22. Ejemplo de sonda de limbo que utiliza ondas cortas en la ocultación: SAGE-III a bordo del ISS**

<i>SAGE-III ISS</i>	<i>Experimento sobre Gases y Aerosoles Estratosféricos III de la ISS</i>
Satélite	Estación Espacial Internacional (ISS)
Misión	Química atmosférica en la estratosfera Especies estudiadas: H <sub>2</sub> O, NO <sub>2</sub> , NO <sub>3</sub> , O <sub>3</sub> , OClO y aerosoles
Características principales	Ultravioleta, visible, infrarrojo cercano, infrarrojo de onda corta (290 a 1 550 nm) Espectrómetro de rejilla para la ocultación solar y lunar de 9 bandas
Técnica de exploración	Trayectoria del Sol y de la Luna durante la fase de ocultación, paso de 1 km, de ~10 km a ~85 km
Cobertura/ciclo	Unas pocas decenas de fenómenos diarios limitados a latitudes inferiores a ~52° (inclinación orbital de la ISS)
Resolución (SSP)	Horizontal: 300 km Vertical: 1 a 2 km
Recursos	Masa: 76 kg Potencia: 80 W Velocidad de transmisión de los datos: 115 kbps

**3.2.7 Sondas de radio ocultación del Sistema mundial de navegación por satélite**

Estos instrumentos tienen las características principales siguientes:

- a) Receptores del Sistema mundial de navegación por satélite (GNSS) que utilizan por lo menos dos frecuencias en banda L de aproximadamente 1 180 GHz, 1 250 GHz y 1 580 GHz.



**Figura 3.8. Sistema general de radio ocultación**

- b) Observación del limbo de la Tierra, desde la superficie hasta la altitud del satélite durante la fase de ocultación de los satélites desde constelaciones del GNSS (por ejemplo, GPS, GLONASS, Galileo, Compass/Beidou).
- c) Antenas direccionales: orientación posterior (para fijar el GNSS), anterior (para subir el GNSS), y toroidal (para la navegación).
- d) Resolución espacial efectiva de aproximadamente 300 km en el sentido del desplazamiento desde el satélite en órbita terrestre baja hacia el satélite de ocultación del GNSS; unas pocas decenas de kilómetros en sentido transversal.
- e) Muestreo horizontal limitado por el número diario de episodios de ocultación: de 250 a 1 500 episodios por satélite, según el número de sistemas GNSS recibidos y la capacidad de seguimiento posterior y anterior.
- f) Apoyado por un sistema complejo de estaciones en tierra (véase la figura 3.8).
- g) Aplicable solamente en satélites en órbita terrestre baja.

Según sus características específicas, las sondas de radio ocultación GNSS pueden proporcionar diferentes tipos de información:

- a) El intervalo de tiempo de muestreo de señales permite determinar la resolución vertical de los perfiles de temperatura, humedad y densidad.
- b) La sensibilidad de medición a las capas atmosféricas bajas está condicionada por el tamaño de las antenas de ocultación y la técnica de muestreo temporal.
- c) El número de frecuencias utilizadas afecta a la exactitud de dos mediciones ionosféricas: el contenido total de electrones y el perfil de densidad de los electrones.
- d) El número de episodios de ocultación por día depende del número de constelaciones del GNSS empleado (GPS, GLONASS, Galileo, Beidou), el número de canales receptores para el seguimiento simultáneo de más satélites del GNSS y el tipo de dirección de la antena: únicamente posterior, únicamente anterior, o ambas.

En el cuadro 3.23 se describe un ejemplo de sonda de radio ocultación (GRAS).

**Cuadro 3.23. Ejemplo de sonda de radio ocultación: GRAS a bordo del Metop**

<i>GRAS</i>	<i>Receptor GNSS para sondeo atmosférico</i>
Satélites	Metop-A, Metop-B, Metop-C
Misión	Perfiles de temperatura, humedad y densidad de alta resolución vertical
Características principales	Medición del retardo de fase debido a la refracción durante la ocultación entre un satélite de navegación y el satélite en órbita terrestre baja Constelación del GNSS: GPS Frecuencias: L1 = 1 575,42 MHz y L2 = 1 227,6 MHz 8 canales de recepción: 4 para la ocultación, 8 para la navegación
Técnica de exploración	Exploración del limbo desde 80 km hasta cerca de la superficie por muestreo temporal Acimut: sectores anterior y posterior de 90°
Cobertura/ciclo	1 constelación rastreada Aproximadamente 650 sondeos diarios Espaciamiento medio de 880 km Cobertura mundial (espaciamiento de 300 km) en 8,5 días

<i>GRAS</i>	<i>Receptor GNSS para sondeo atmosférico</i>
Resolución (SSP)	Horizontal: ~300 km Vertical: 0,5 km
Recursos	Masa: 30 kg Potencia: 30 W Velocidad de transmisión de los datos: 27 kbps

### 3.2.8 Radiómetros de banda ancha

Estos instrumentos tienen las características principales siguientes:

- Longitudes de onda en las bandas de radiación total dimanantes de la Tierra y la atmósfera (0,2 a 300  $\mu\text{m}$ ) y la fracción representada por la radiación solar reflejada (0,2 a 4,0  $\mu\text{m}$ ).
- Un canal de banda ancha integrado en cada una de las dos bandas, y canales de anchura de banda estrecha optativos en el visible y/o el infrarrojo térmico a fin de reunir información sobre las nubes en el IFOV.
- Exploración transversal con muestreo continuo y contiguo, con el fin de abarcar una franja de unos pocos miles de kilómetros con resolución espacial del orden de 10 km.
- Aplicable tanto en satélites en órbita terrestre baja como en satélites en órbita geoestacionaria. La observación desde el punto de libración Lagrange L1 también es posible.

Los radiómetros de banda ancha están diseñados para medir el balance de la radiación terrestre, esto es, la irradiancia ascendente de onda larga y onda corta en la cima de la atmósfera (TOA). La exactitud depende de sus características específicas:

- la máxima extensión posible del extremo de la onda corta del espectro en el intervalo del ultravioleta y del extremo de la onda larga del espectro en el intervalo del infrarrojo lejano, con una respuesta lo más uniforme posible;
- capacidad integrada de observaciones múltiples para convertir la radiancia en irradiancia;
- canales de banda estrecha de apoyo para reunir información sobre las nubes en el IFOV.

En los cuadros 3.24 y 3.25 se describen dos ejemplos de radiómetro de banda ancha, uno en órbita terrestre baja (CERES) y uno en órbita geoestacionaria (GERB).

#### **Cuadro 3.24. Ejemplo de radiómetro de banda ancha en órbita terrestre baja: CERES a bordo del TRMM, del EOS-Terra/Aqua, del Suomi-NPP y del JPSS**

<i>CERES</i>	<i>Sistema de estudio del balance radiativo de la Tierra y de las nubes</i>
Satélites	Misión de medición de lluvias tropicales (TRMM), EOS-Terra, EOS-Aqua, Suomi-NPP, JPSS-1
Misión	Balance de radiación terrestre: irradiancia ascendente de onda larga y onda corta en la TOA
Características principales	Dos canales de banda ancha y uno de banda estrecha O bien: dos unidades, una para barrido transversal y otra para barrido biaxial para calcular la irradiancia O: una unidad funcionando en modos alternativos
Técnica de exploración	Transversal: 80 pasos de 20 km en el SSP Franja: 3 000 km; en el sentido de la trayectoria: una línea de 20 km cada 3 segundos Exploración biaxial por rotación del acimut mientras se explora a través del nadir

<i>CERES</i>		<i>Sistema de estudio del balance radiativo de la Tierra y de las nubes</i>			
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial dos veces al día (infrarrojo y radiancia total) o una vez al día (onda corta)				
Resolución (SSP)	20 km				
Recursos	Configuración de dos unidades: Masa: 114 kg Potencia: 100 W Velocidad de transmisión de los datos: 21 kbps				
<i>Canal</i>	<i>Intervalo espectral</i>	<i>Radiancia equivalente de ruido</i>	<i>Exactitud absoluta</i>	<i>SNR</i>	
Onda corta	0,3-5,0 $\mu\text{m}$	0,3 $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$	0,8 $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$	225	
Radiancia total	0,3-100 $\mu\text{m}$	0,3 $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$	0,6 $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$	750	
Banda estrecha	8-12 $\mu\text{m}$	0,3 $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$	0,3 $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$	750	

**Cuadro 3.25. Ejemplo de radiómetro de banda ancha en órbita geoestacionaria: GERB a bordo del Meteosat de segunda generación**

<i>GERB</i>		<i>Balance geoestacionario de la radiación terrestre</i>			
Satélites	Meteosat-8, Meteosat-9, Meteosat-10, Meteosat-11				
Misión	Balance de la radiación terrestre: irradiancia ascendente de onda larga y onda corta en la TOA				
Características principales	Dos canales de banda ancha				
Técnica de exploración	Dirección norte a sur: exploración por empuje por una red lineal de 256 detectores Dirección este a oeste: obtenida por el satélite rotatorio Integración en 5 minutos a fin de cumplir con los requisitos de SNR y en 15 minutos para sincronizar con el SEVIRI				
Cobertura/ciclo	Disco lleno cada 15 minutos				
Resolución (SSP)	42 km				
Recursos	Masa: 25 kg Potencia: 35 W Velocidad de transmisión de los datos: 50,6 kbps				
<i>Canal</i>	<i>Intervalo espectral</i>	<i>Radiancia equivalente de ruido</i>	<i>Exactitud absoluta</i>	<i>SNR</i>	
Onda corta	0,32-4,0 $\mu\text{m}$	0,8 $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$	2,4 $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$	1 250	
Radiancia total	0,32-100 $\mu\text{m}$	0,15 $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$	0,4 $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$	400	

### 3.2.9 Monitores de irradiancia solar

Estos instrumentos tienen las características principales siguientes:

- Longitudes de onda en el intervalo de radiación solar (0,15 a 50  $\mu\text{m}$ ).
- Integración en todo el intervalo (irradiancia solar total) y/o espectroscopía en el intervalo de 0,15 a 3  $\mu\text{m}$ .
- La irradiancia solar total se mide mediante técnicas absolutas, por ejemplo, radiómetros de cavidad activa que apuntan al Sol.

- d) Aplicables tanto en satélites en órbita terrestre baja como en satélites órbita geoestacionaria.

Los monitores de irradiancia solar complementan a los radiómetros de banda ancha para medir el balance de la radiación terrestre. También contribuyen a la vigilancia de la actividad solar para la observación del tiempo espacial. Las características específicas que afectan su funcionamiento son:

- a) la extensión de la sensibilidad en el intervalo de radiación solar;
- b) la capacidad para proporcionar información espectral en contexto en los intervalos del ultravioleta, del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta.

En el cuadro 3.26 se describe un ejemplo de monitor de irradiancia solar en órbita terrestre baja (TSIS).

**Cuadro 3.26. Ejemplo de monitor de irradiancia solar en órbita terrestre baja: TSIS a bordo del JPSS-FF**

<i>TSIS</i>	<i>Sensor de la irradiancia solar total y espectral</i>
Satélite	Módulo de vuelo autónomo del JPSS (JPSS-FF, por confirmar)
Misión	Vigilancia de la irradiancia solar (de resolución total y espectral)
Características principales	Conjunto de: 4 radiómetros de cavidad activos para la irradiancia total (monitor de irradiancia total: intervalo de 0,2 a 10 $\mu\text{m}$ ) Espectrómetro de prisma para la irradiancia espectral (monitor de irradiancia espectral: intervalo de 0,2 a 2,0 $\mu\text{m}$ ; resolución espectral: 0,25 a 33 nm)
Técnica de exploración	Señalamiento del Sol durante el movimiento orbital, datos muestreados cada 2 minutos
Cobertura/ciclo	100 minutos: una medición después de la integración en todos los datos obtenidos durante el arco de órbita diurno
Resolución (SSP)	No procede (señalamiento del Sol)
Recursos	Monitor de irradiancia total Masa 7,9 kg; potencia 14 W; velocidad de transmisión de los datos: 0,53 kbps Monitor de irradiancia espectral: masa 22 kg, potencia 25,3 W, velocidad de transmisión de los datos: 4,84 kbps

### 3.2.10 Captadores de imágenes de relámpagos

Estos instrumentos tienen las características principales siguientes:

- a) Matriz detector (dispositivo de acoplamiento de cargas (CCD)): observación continua de la Tierra una banda de  $\text{O}_2$  muy estrecha a 777,4 nm.
- b) Medición de la cantidad e intensidad de relámpagos en el IFOV.
- c) Resolución espacial de 5 a 10 km.
- d) Muestreo horizontal continuo y contiguo; franja de varios cientos de kilómetros desde el satélite en órbita terrestre baja, y disco lleno desde el satélite en órbita geoestacionaria.
- e) Aplicable tanto en satélites en órbita terrestre baja como en satélites en órbita geoestacionaria.



Las imágenes de relámpagos son útiles como ejemplos representativos de la precipitación y turbulencia convectivas, a fin de vigilar el campo eléctrico de la Tierra, y como indicador de la generación de  $\text{NO}_x$ . Se realizan muestreos diferentes desde los satélites en órbita terrestre baja y en órbita geoestacionaria:

- a) Desde un satélite en órbita terrestre baja, pueden realizarse mediciones del intervalo durante el movimiento del satélite en que un punto de la Tierra es visible en el campo de visión de la matriz CCD (90 segundos).
- b) Desde un satélite en órbita geoestacionaria, la vigilancia es continua.

En los cuadros 3.27 y 3.28 se describen dos ejemplos de captadores de imágenes de relámpagos, uno en órbita terrestre baja (LIS) y uno en órbita geoestacionaria (GLM).

**Cuadro 3.27. Ejemplo de captador de imágenes de relámpagos en órbita terrestre baja: LIS a bordo del satélite de la TRMM**

<i>LIS</i>	<i>Sensor de imágenes de relámpagos</i>
Satélite	Misión de medición de lluvias tropicales (TRMM)
Misión	Indicador de la precipitación y turbulencia convectivas Indicador de la generación de $\text{NO}_x$ Estudio del campo eléctrico de la Tierra
Características principales	Cámara CCD, que funciona a 777,4 nm ( $\text{O}_2$ ) para cuantificar los relámpagos y medir su intensidad
Técnica de exploración	De empuje : matriz de 128 x 128 detectores Franja: 600 km Cada lugar de la Tierra se observa continuamente (cada 2 milisegundos) durante aproximadamente 90 segundos
Cobertura/ciclo	Cobertura intertropical: varias secuencias de pasos a intervalos de ~100 minutos; mayores intervalos a medida que aumenta la latitud; cobertura más regular en 15 °N y 15 °S
Resolución (SSP)	4 km
Recursos	Masa: 21 kg Potencia: 33 W Velocidad de transmisión de los datos: 6 kbps

**Cuadro 3.28. Ejemplo de captador de imágenes de relámpagos en órbita geoestacionaria: GLM a bordo del GOES**

<i>GLM</i>	<i>Trazador cartográfico de relámpagos geoestacionario</i>
Satélites	GOES-R, GOES-S, GOES-T, GOES-U
Misión	Indicador de la precipitación y turbulencia convectivas Indicador de la generación de $\text{NO}_x$ Estudio del campo eléctrico de la Tierra
Características principales	Cámara CCD que funciona a 777,4 nm ( $\text{O}_2$ ) para cuantificar los relámpagos y medir su intensidad
Técnica de exploración	De empuje: matriz de 1 372 x 1 300 detectores; resolución temporal: 2 milisegundos
Cobertura/ciclo	Gran parte del disco es observado continuamente.
Resolución (SSP)	8 km
Recursos	Masa: 35 kg Potencia: 110 W Velocidad de transmisión de los datos: 77 Mbps

### 3.2.11 Radar de nubes y radar de precipitación

Estos instrumentos tienen las características principales siguientes:

- Frecuencias de utilización en las bandas  $K_u$  (~14 GHz),  $K_a$  (~35 GHz), o W (~94 GHz).
- Tasa de repetición de los impulsos que arroja una resolución vertical de unos pocos cientos de metros.
- Resolución espacial de 2 a 5 km.
- Muestreo horizontal continuo y contiguo; franja desde solamente al nadir hasta varios cientos de kilómetros.
- Aplicable solamente en satélites en órbita terrestre baja.

La frecuencia de utilización determina las aplicaciones posibles:

- La banda  $K_u$  es adecuada para lluvia intensa (líquida, con gotitas de lluvia que pueden ser mayores que 1 cm). Las nubes sin precipitación (gotitas de agua de menos de 0,1 mm) son totalmente transparentes, y prácticamente no puede detectarse la precipitación débil. A esas frecuencias relativamente bajas, la conmutación electrónica, que es necesaria para evitar movimientos mecánicos de antenas grandes, es más bien fácil. Por consiguiente, pueden utilizarse franjas relativamente anchas (de varios cientos de kilómetros).
- La banda  $K_a$  es adecuada para lluvia débil (de nubes estratiformes) y caída de nieve. La conmutación electrónica sigue siendo posible y pueden utilizarse franjas de unos pocos cientos de kilómetros.
- La banda W es apropiada para nubes sin precipitación (gotitas de lluvia de menos de 0,1 mm). Asimismo, varios estudios han concluido que esta banda se puede utilizar para la observación de sistemas de nubes de precipitación, en concreto en los bordes de precipitación o en casos de no precipitación, como el ojo de los ciclones tropicales.

En los cuadros 3.29 y 3.30 se describen un ejemplo de un radar de precipitación de doble frecuencia ( $K_u$  y  $K_a$ , DPR) y un ejemplo de un radar de nubes en banda W (CPR a bordo del Cloudsat).

**Cuadro 3.29. Ejemplo de radar de precipitación: DPR a bordo del GPM**

<i>DPR</i>	<i>Sensor de imágenes de relámpagos</i>
Satélite	Observatorio principal de la Misión Mundial de Medición de Precipitación (GPM)
Misión	Perfil vertical de lluvia intensa (líquida), lluvia débil y caída de nieve
Características principales	Radar de imágenes de doble frecuencia Frecuencias: 13,6 GHz y 35,55 GHz Sensibilidad: 0,5 mm/hora en 13,6 GHz; 0,2 mm/hora en 35,55 GHz
Técnica de exploración	Exploración electrónica Red plana de 148 elementos Franja: 245 km en 13,6 GHz ; 125 km en 35,55 GHz
Cobertura/ciclo	Prácticamente mundial en 5 días Latitudes elevadas (>65°) no cubiertas
Resolución (SSP)	Horizontal: 5 km Vertical: 250 m (ciego en los ~150 m más bajos)
Recursos	Masa: 780 kg Potencia: 710 W Velocidad de transmisión de los datos: 190 kbps

**Cuadro 3.30. Ejemplo de radar de nubes: CPR a bordo del CloudSat**

<i>CPR</i>	<i>Radar perfilador de nubes</i>
Satélite	CloudSat
Misión	Perfil vertical del agua de las nubes sin precipitación (líquido y hielo)
Características principales	Frecuencia: 94,05 GHz Sensibilidad: 30 dBZ
Técnica de exploración	Ninguna. Muestreos en el sentido de la trayectoria a intervalos de 2 km
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial en 1 mes para 30 km de espaciamiento medio, o en 10 días para 100 km de espaciamiento medio
Resolución (SSP)	Horizontal: 1,4 km (transversal) x 3,5 km (en el sentido de la trayectoria) Vertical: 500 m
Recursos	Masa: 230 kg Potencia: 270 W Velocidad de transmisión de los datos: 15 kbps

### 3.2.12 Dispersómetros de radar

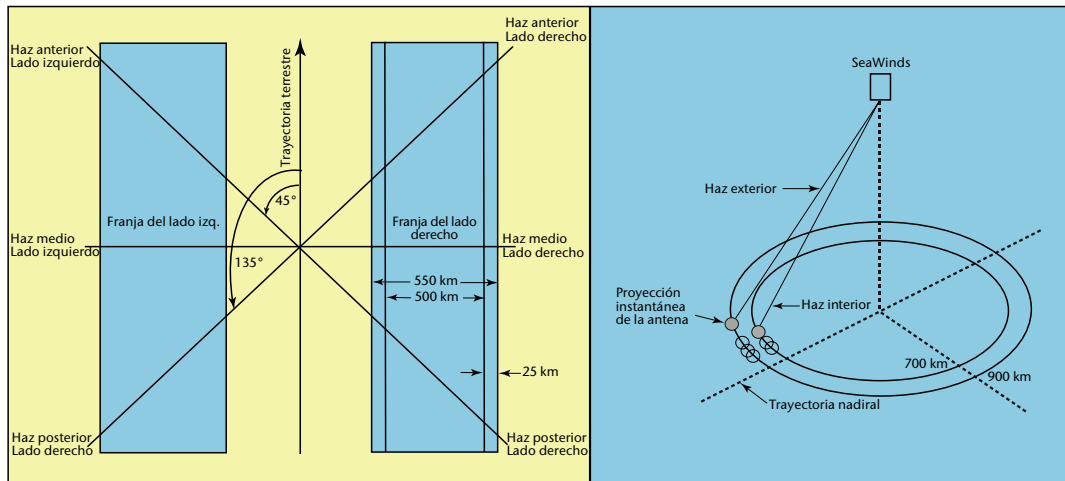
Estos instrumentos tienen las características principales siguientes:

- Frecuencias de utilización en las bandas C (~5 GHz) o  $K_u$  (~14 GHz).
- Calibración muy exacta para medir los coeficientes de retrodispersión ( $\sigma^0$ ) a partir de olas capilares marinas.
- Resolución espacial: 10 a 50 km.
- Muestreo horizontal continuo y contiguo; franja de aproximadamente 1 000 km.
- Aplicable solamente en satélites en órbita terrestre baja.

Hay dos configuraciones, que difieren principalmente por el principio de exploración (véase la figura 3.9):

- Exploración electrónica: lateral, por lo general utiliza la banda C y proporciona tres vistas del acimut para el diferencial  $\sigma^0$ . Es más exacta para el viento de baja intensidad de la superficie del mar y para la humedad del suelo.
- Exploración cónica: por lo general utiliza la banda  $K_u$ , con dos haces y dos polarizaciones. Proporciona cuatro visiones del acimut para el diferencial  $\sigma^0$ .

En los cuadros 3.31 y 3.32 se describen un ejemplo de dispersómetro radar de exploración por empuje (ASCAT) y un ejemplo de dispersómetro radar por exploración cónica (SeaWinds).



**Figura 3.9.** Dos configuraciones de dispersómetros con vistas múltiples. Izquierda: seis antenas para tres  $\sigma = s$  en ángulos acimutales, de 45°, 90° y 135°, respectivamente, tanto del lado izquierdo como del derecho de la trayectoria subsatelital (dispersómetro avanzado (ASCAT) a bordo del Metop). Derecha: exploración cónica de una antena con dos haces y dos polarizaciones, para  $\sigma = s$  en cuatro ángulos acimutales para zonas en el círculo interior (SeaWinds a bordo del QuikSCAT). La configuración del ASCAT deja una franja descubierta de ~700 km alrededor de la trayectoria subsatelital. En la configuración del SeaWinds parece no haber zonas descubiertas, pero la exatitud es insuficiente en la parte interior de la franja alrededor de la trayectoria subsatelital.

**Cuadro 3.31.** Ejemplo de dispersómetro radar de exploración longitudinal: ASCAT a bordo del Metop

ASCAT	Dispersómetro avanzado
Satélites	Metop-A, Metop-B, Metop-C
Misión	Vector viento de la superficie del mar; humedad del suelo a gran escala
Características principales	Banda C (5,255 GHz) Orientación lateral izquierda y derecha Tres antenas de cada lado
Técnica de exploración	Dos franjas de 550 km separadas por una brecha de 700 km en el sentido de la trayectoria Tres vistas cada píxel (acimut de 45°, 90° y 135°)
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial en 1,5 días
Resolución (SSP)	Calidad óptima: 50 km Calidad estándar: 25 km Muestreo básico: 12,5 km
Recursos	Masa: 260 kg Potencia: 215 W Velocidad de transmisión de los datos: 42 kbps

**Cuadro 3.32. Ejemplo de dispersómetro radar de exploración cónica: SeaWinds a bordo del QuikSCAT**

<i>SeaWinds</i>	
Satélite	Misión del dispersómetro rápido (QuikSCAT)
Misión	Vector viento de la superficie del mar
Características principales	Banda $K_u$ (13,4 GHz) Exploración cónica Dos haces Dos polarizaciones
Técnica de exploración	Exploración cónica: dos haces para obtener cuatro vistas de cada lugar desde diferentes ángulos Franja: 1 800 km
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial diaria
Resolución (SSP)	Calidad óptima: 50 km Calidad estándar: 25 km Muestreo básico: 12,5 km
Recursos	Masa: 200 kg Potencia: 220 W Velocidad de transmisión de los datos: 40 kbps

### 3.2.13 Altímetros de radar

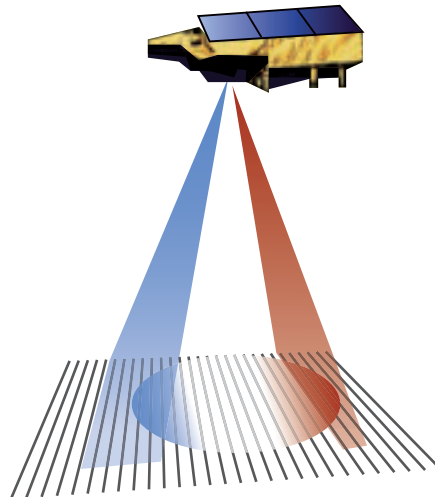
Estos instrumentos tienen las características principales siguientes:

- Frecuencias de utilización en la banda  $K_u$  (~14 GHz), con bandas auxiliares C (~5 GHz) o  $K_a$  (~35 GHz).
- Mediciones de gran exactitud de la distancia entre el satélite y la superficie de la Tierra.
- Resolución espacial del orden de 20 km.
- Señalamiento únicamente al nadir.
- Aplicable solamente en satélites en órbita terrestre baja.

Los altímetros de radar por lo general funcionan en banda  $K_u$  y utilizan la banda C para corregir la rotación de señales provocada por la ionosfera. Se conectan con un radiómetro de microondas que apunta al nadir para la corrección del vapor de agua. Su exactitud para medir la distancia se utiliza para la topografía del océano: la difusión de los ecos proporciona información sobre la altura significativa de la ola, mientras que la intensidad de los ecos proporciona información sobre la velocidad del viento.

Según las características detalladas del instrumento y de la órbita del satélite, los altímetros pueden optimizarse para diferentes aplicaciones:

- Órbita relativamente alta, no heliosincrónica (por ejemplo, 1 336 km), donde la inclinación ofrece gran estabilidad a la órbita (por ejemplo, 66°); especialmente idónea para la parte sólida de la Tierra (geoide) y la circulación oceánica.
- Procesamiento tipo radar de apertura sintética (SAR) de los ecos de retorno para sintetizar una mayor resolución espacial en el sentido de la trayectoria subsatelital (véase la figura 3.10).



**Figura 3.10. Resolución altimétrica aumentada en el sentido de la trayectoria por procesamiento de señales tipo SAR**

- c) Antenas paralelas para aplicar altimetría de banda ancha por interferometría; particularmente útil para el uso de la tierra, con inclusión de las aguas interiores (como lagos).
- d) Doble frecuencia (bandas C y  $K_u$ ), lo que proporciona información sobre el contenido total de electrones entre el satélite y la superficie de la Tierra.

En el cuadro 3.33 se describe un ejemplo de altímetro de radar con datos de calidad geodésica (Poseidon-3).

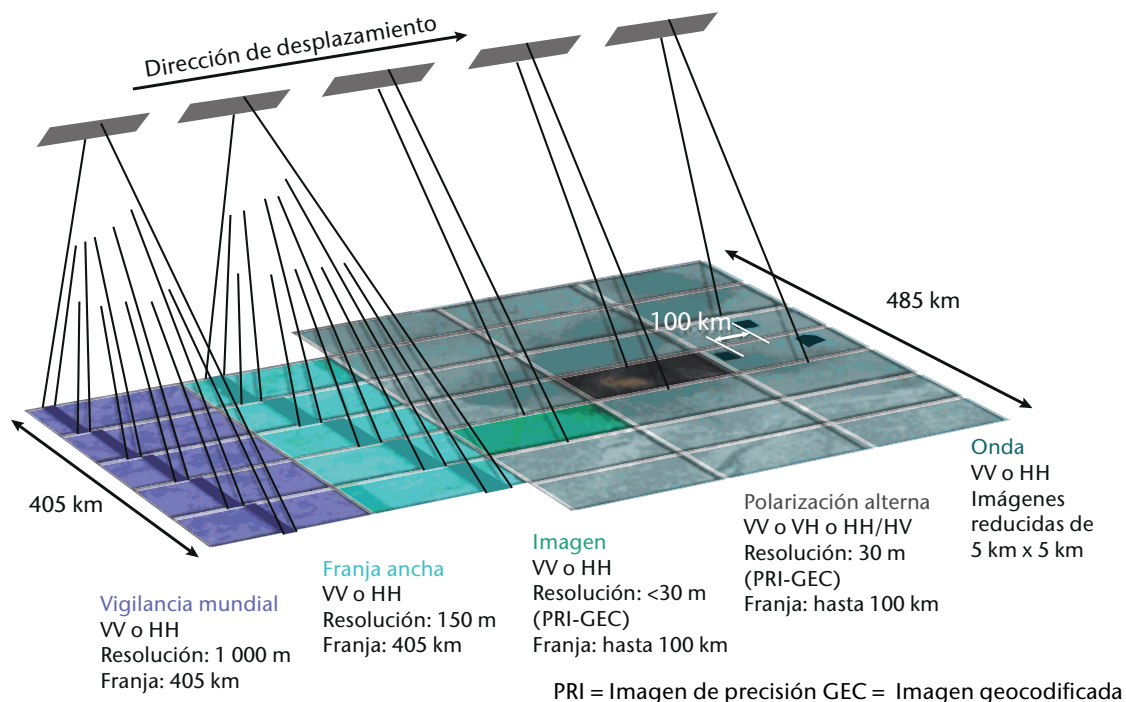
**Cuadro 3.33. Ejemplo de altímetro de radar: Poseidon-3 a bordo del JASON-2**

<i>Poseidon-3</i>	<i>Altímetro de radar de estado sólido de tercera generación</i>
Satélite	JASON-2
Misión	Topografía del océano, el geoide, altura significativa de las olas, velocidad del viento, contenido total de electrones
Características principales	Dos frecuencias (5,3 GHz y 13,58 GHz)
Técnica de exploración	Visión al nadir únicamente Muestreo a intervalos de 30 km en el sentido de la trayectoria
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial en 1 mes para 30 km de espaciamiento medio, o en 10 días para 100 km de espaciamiento medio
Resolución (SSP)	IFOV de 30 km
Recursos	Masa: 70 kg Potencia: 78 W Velocidad de transmisión de los datos: 22,5 kbps

### 3.2.14 **Radars de imágenes (radars de abertura sintética)**

Esta amplia gama de instrumentos tiene las características principales siguientes:

- a) Frecuencias de utilización en las bandas P (~0,4 GHz), L (~1,3 GHz), S (~2,7 GHz), C (~5,3 GHz), X (~9,6 GHz), o  $K_u$  (~17,2 GHz). Las bandas L, C y X son las más utilizadas.



**Figura 3.11. Modos de funcionamiento del ASAR a bordo del Envisat.** En los modos de vigilancia mundial y franja ancha, la franja es de 405 km y tiene una resolución de 1 000 m y 150 m, respectivamente. En los modos de imagen y polarización alterna, puede apuntarse una franja de 100 km con una resolución de 30 m a una posición de entre siete en un campo de observación de 485 km. En el modo de olas, se capturan imágenes reducidas de 5 km x 5 km con una resolución de 30 m cada 100 km en el sentido de la trayectoria.

- b) Varias combinaciones de polarizaciones en la transmisión y recepción: HH, VV, VV/HH, HH/HV y VV/VH.
- c) Hay una compensación entre la resolución espacial y la franja: una resolución de 1 a 30 m se relaciona con una franja de 30 a 100 km, pero una resolución de 100 a 1 000 m, se relaciona con una franja de 300 a 500 km.
- d) Vista lateral, por lo general a un lado, manteniendo una alta resolución en un campo de observación de varios cientos de kilómetros.
- e) Aplicable solamente en satélites en órbita terrestre baja.

En la figura 3.11 se ilustran los modos de funcionamiento de un SAR en banda C (radar de apertura sintética avanzado (ASAR)).

La frecuencia operativa es una característica fundamental, optimizada para la aplicación para la que se ha diseñado un SAR:

- a) La banda P es la más adecuada para el control de la biomasa y la cartografía hidrológica.
- b) La banda L es idónea para la observación de las olas y el contenido volumétrico de la humedad del suelo.
- c) La banda S es idónea para el contenido volumétrico de la humedad del suelo.



- d) La banda C comprende una amplia gama de aplicaciones: hielo marino, parámetros de olas por análisis espectral de segmentos de imágenes, humedad del suelo en superficie, parámetros de nieve, glaciares, aguas subterráneas, etc. Ahora bien, cada parámetro puede observarse de manera óptima en otras frecuencias.
- e) La banda X proporciona la mejor resolución espacial, por lo que es la más adecuada para la vigilancia.
- f) La banda K<sub>a</sub> conviene específicamente para la nieve, que es transparente a frecuencias más bajas.
- g) La interferometría de las señales de un SAR en horas distintas o de dos SAR volando simultáneamente permite medir el modelo de elevación digital y detectar los cambios de los contornos (por ejemplo, de litorales y lagos) y la elevación (por ejemplo, de la superficie de la cima de un volcán).

En el cuadro 3.34 se describe un ejemplo de SAR en banda C (ASAR).

**Cuadro 3.34. Ejemplo de SAR en banda C: ASAR a bordo del Envisat**

ASAR	<i>Radar de apertura sintética avanzado</i>			
Satélite	Envisat			
Misión	Hielo marino, parámetros de las olas por análisis espectral de segmentos de imágenes, humedad del suelo en superficie, parámetros de la nieve, glaciares, aguas subterráneas, etc.			
Características principales	SAR en banda C Frecuencia: 5,331 GHz Multipolarización y señalamiento/resolución variable			
Técnica de exploración	Orientación lateral, a entre 15° y 45° respecto del nadir Franja: 100 a 405 km, según el modo de funcionamiento (véase la sección inferior del cuadro)			
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial en 5 días en el modo de vigilancia mundial (si se utiliza el 70% del tiempo) y en períodos más prolongados para otros modos de funcionamiento (hasta 3 meses)			
Resolución (SSP)	30 m a 1 km, según el modo de funcionamiento (véase la sección inferior del cuadro)			
Recursos	Masa: 832 kg Potencia: 1 400 W Velocidad de transmisión de los datos: 100 Mbps			
<i>Modo de funcionamiento</i>	<i>Resolución</i>	<i>Franja</i>	<i>Campo de observación</i>	<i>Polarización</i>
Stripmap	30 m	100 km	485 km	HH o VV
Polarización alterna ScanSAR	30 m	100 km	485 km	VV/HH, HH/HV, VV/VH
Franja ancha ScanSAR	150 m	405 km	405 km	HH o VV
Franja ancha ScanSAR	150 m	405 km	405 km	HH o VV
Vigilancia mundial ScanSAR	1 km	405 km	405 km	HH o VV
Olas	30 m	Imágenes reducidas de 5 x 5 km <sup>2</sup> muestreadas a intervalos de 100 km		HH o VV

### 3.2.15 Instrumentos lidar

Este grupo de instrumentos tiene las características principales siguientes:

- Longitudes de onda operativas en bandas del ultravioleta (por ejemplo, 355 nm), del visible (por ejemplo, 532 nm), del infrarrojo cercano (por ejemplo, 1 064 nm) o del infrarrojo de onda corta (por ejemplo, 1 600 nm).
- Posible longitud de onda doble, dos receptores (para la dispersión de Mie y de Rayleigh); polarimetría.
- Resolución horizontal en una distancia de 100 m, a menudo disminuida hasta 50 km a fin de reunir suficientes muestras sin correlación.
- Resolución vertical en una distancia de 100 m (aproximadamente 10 cm para altímetros de lidar).
- Sin exploración: o bien orientación nadiral u oblicua.

Un lidar espacial es un instrumento voluminoso que debe optimizarse para las diferentes aplicaciones:

- Los lidares Doppler suelen funcionar en el ultravioleta, tanto para la dispersión de Mie como de Rayleigh, con el fin de realizar el seguimiento de aerosoles y moléculas de aire; se utiliza la orientación oblicua para medir el viento radial en aire claro y aerosoles.
- Los lidares de retrodispersión funcionan en una (en el ultravioleta) o dos (en el visible y el infrarrojo cercano) longitudes de onda, a menudo con mayor número de polarizaciones; se utiliza orientación nadiral para obtener perfiles de aerosoles, la altura de la cima de nubes y discontinuidades atmosféricas (como la altura de la cima de la capa límite planetaria y de la tropopausa).
- Los altímetros de lidar suelen funcionar en dos longitudes de onda (en el visible y el infrarrojo cercano); se utiliza orientación nadiral y muy alta resolución vertical (para la elevación del hielo marino) y resolución horizontal (para las fronteras de hielo).
- El lidar de absorción diferencial funciona en una longitud de onda centrada en la cresta de absorción de un gas traza, en el ultravioleta, el visible, el infrarrojo cercano o el infrarrojo de onda corta, y en ventanas próximas; se utiliza orientación nadiral para la observación de muy alta resolución vertical de, por ejemplo, O<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>.

En los cuadros 3.35 a 3.38 se describen un ejemplo de lidar Doppler (ALADIN), un ejemplo de lidar de retrodispersión (CALIOP), un ejemplo de altímetro de lidar (GLAS) y un ejemplo de lidar de absorción diferencial (CO<sub>2</sub> lidar).

**Cuadro 3.35. Ejemplo de lidar Doppler: ALADIN a bordo del ADM-Aeolus**

<i>ALADIN</i>	<i>Instrumento láser Doppler para la investigación de la atmósfera</i>
Satélite	Misión de dinámica atmosférica Aeolus (ADM-Aeolus)
Misión	Perfil del viento en aire claro, perfil de aerosoles, altura de la cima de nubes
Características principales	Longitud de onda simple (355 nm); orientación lateral; 35° respecto del nadir Láser de alta resolución espectral para distinguir los tipos de aerosoles
Técnica de exploración	Ninguna exploración Ecos de impulsos promediados en un campo de visión de 50 km Campo de visión muestreado a intervalos de 200 km

<i>ALADIN</i>	<i>Instrumento láser Doppler para la investigación de la atmósfera</i>
Cobertura/ ciclo	Cobertura mundial en 1 mes para 30 km de espaciamento medio o en 10 días para 100 km de espaciamento medio
Resolución (SSP)	Horizontal: campo de visión de 50 km muestreado en intervalos de 200 km Vertical: a partir de 250 m en la capa límite planetaria hasta 2 km a ~20 km
Recursos	Masa: 500 kg Potencia: 840 W Velocidad de transmisión de los datos: 11 kbps

**Cuadro 3.36. Ejemplo de lidar de retrodispersión: CALIOP a bordo del CALIPSO**

<i>CALIOP</i>	<i>Lidar de aerosoles de nube con polarización</i>
Satélite	Observaciones exploratorias por satélite de nubes y aerosoles en el infrarrojo y mediante Lidar (CALIPSO)
Misión	Perfil de aerosoles, altura de la cima de nubes y discontinuidades atmosféricas (altura de la cima de la capa límite planetaria y de la tropopausa)
Características principales	Dos longitudes de onda (532 nm y 1 064 nm) Mediciones en dos polarizaciones ortogonales
Técnica de exploración	Visión al nadir únicamente Muestreo a intervalos de 330 m en el sentido de la trayectoria Elaboración de perfiles prácticamente continua
Cobertura/ ciclo	Cobertura mundial en 1 mes para 30 km de espaciamento medio o en 10 días para 100 km de espaciamento medio
Resolución (SSP)	Horizontal: IFOV de 70 m muestreado a intervalos de 333 m en el sentido de la trayectoria Vertical: 30 m
Recursos	Masa: 156 kg Potencia: 124 W Velocidad de transmisión de los datos: 332 kbps

**Cuadro 3.37. Ejemplo de altímetro de lidar: GLAS a bordo del ICESat**

<i>GLAS</i>	<i>Sistema de altímetro por láser para ciencias de la Tierra</i>
Satélite	Satélite para la medición del hielo, las nubes y la elevación del suelo (ICESat)
Misión	Espesor y topografía de la capa de hielo polar, altura de la cima de nubes, aerosoles
Características principales	Lidar de dos longitudes de onda (532 nm y 1 064 nm)
Técnica de exploración	Visión al nadir únicamente Muestreo a intervalos de 170 m en el sentido de la trayectoria Elaboración de perfiles prácticamente continua
Cobertura/ ciclo	Cobertura mundial en 183 días (ciclo de repetición de la órbita) Con zonas sin cubrir en sentido transversal a 80° de latitud de 2,5 km (de 15 km en el ecuador)

<i>GLAS</i>	<i>Sistema de altímetro por láser para ciencias de la Tierra</i>
Resolución (SSP)	Horizontal: IFOV de 66 m muestreado a intervalos de 170 m en el sentido de la trayectoria Vertical: 10 cm de superficie, 200 m de la cima de nubes
Recursos	Masa: 298 kg Potencia: 300 W Velocidad de transmisión de los datos: 450 bps

**Cuadro 3.38. Ejemplo de lidar de absorción diferencial: CO<sub>2</sub> lidar a bordo del ASCENDS**

<i>CO<sub>2</sub> lidar</i>	
Satélite	Detección activa de emisiones de CO <sub>2</sub> durante la noche, el día y la estaciones (ASCENDS)
Misión	Vigilancia del CO <sub>2</sub> con una exactitud sin precedentes utilizando lidar
Características principales	Longitud de onda 1,572 $\mu\text{m}$ para CO <sub>2</sub> También se estudia la posibilidad de medir el O <sub>2</sub> a 1 260 o 765 nm
Técnica de exploración	Visión al nadir únicamente
Cobertura/ciclo	Cobertura mundial en 1 mes para 30 km de espaciamento medio o en 10 días para 100 km de espaciamento medio
Resolución (SSP)	Horizontal: 125 m Vertical: columna total
Recursos	Masa: 420 kg Potencia: 920 W Velocidad de transmisión de los datos: 1,9 Mbps

### 3.2.16 Gradiómetros/acelerómetros

Es fundamental conocer el campo gravitatorio para la modelización de la parte sólida de la Tierra. Para ello, hay varias técnicas espaciales:

- Los componentes de onda larga del campo gravitatorio se miden por medio de altimetría de radar o lidar o de una orbitografía precisa (por ejemplo, telemetría láser, radioposicionamiento, GNSS, seguimiento de las estrellas).
- Los componentes de onda corta (las anomalías y perturbaciones del campo gravitatorio) se observan a la altitud del satélite con acelerómetros o gradiómetros, junto con sistemas de telemetría intersatelital. Un acelerómetro mide la variación del campo gravitatorio en el sentido de la trayectoria del satélite. Un gradiómetro comprende una red de acelerómetros que mide el tensor del gradiente de gravedad. Los sistemas de telemetría intersatelital son sistemas transmisores-receptores, normalmente en la banda K (24 GHz) y la banda K<sub>a</sub> (32 GHz). Están diseñados para medir con exactitud la distancia y sus variaciones entre satélites situados en órbitas coordinadas. Es posible obtener las mismas mediciones mediante la recepción simultánea de señales de decenas de satélites del GNSS que determina los cambios de posicionamiento con suma exactitud.

En los cuadros 3.39 y 3.40 se describen un ejemplo de gradiómetro/acelerómetro (EGG) y un ejemplo de sistema de telemetría intersatelital (HAIRS).

**Cuadro 3.39. Ejemplo de acelerómetro/gradiómetro: EGG a bordo del GOCE**

<i>EGG</i>	<i>Gradiómetro electrostático de gravedad de tres ejes</i>
Satélite	Explorador del campo gravitatorio y la circulación oceánica (GOCE)
Misión	Parte sólida de la Tierra Observación del campo gravitatorio de la Tierra a lo largo de la órbita
Características principales	Tres pares de acelerómetros de tres ejes especialmente ensamblados para medir el tensor del gradiente de gravedad Exactitud: $10^{-12} \text{ m s}^{-2}$ Resolución: $2 \cdot 10^{-12} \text{ m s}^{-2} \text{ Hz}^{-1/2}$

**Cuadro 3.40. Ejemplo de sistema de telemetría intersatelital: HAIRS a bordo del GRACE**

<i>HAIRS</i>	<i>Sistema de telemetría intersatelital de gran exactitud</i>
Satélite	Experimento de recuperación gravitatoria y clima (GRACE, 2 satélites volando simultáneamente a una distancia de 220 km)
Misión	Parte sólida de la Tierra Observación del campo gravitatorio de la Tierra a lo largo de la órbita
Características principales	Telemetría en dos frecuencias, en la banda K (24 GHz) y la banda $K_a$ (32 GHz) Exactitud: $10 \mu\text{m}$

### 3.2.17 Monitores de la actividad solar

La actividad solar se vigila por teledetección o *in situ* en el viento solar, desde el espacio lejano y la órbita de la Tierra. Hay varios métodos de medición:

- Radiación electromagnética: medida con radiómetros, espectrómetros y polarímetros para rayos  $\gamma$  (menos de 0,001 nm), rayos X (0,001 a 10 nm), el ultravioleta extremo (10 a 120 nm), el ultravioleta (120 a 380 nm), el visible (380 a 780 nm) y longitudes de onda más largas, incluidas las ondas radioeléctricas (de más de 1 m).
- Partículas energéticas (electrones, protones, partículas  $\alpha$ , iones, rayos cósmicos, neutrones): el intervalo de energía se suele desglosar en alto, medio y bajo; los límites de los intervalos dependen del tipo de partícula cargada; las mediciones pueden integrarse en toda el intervalo de energía o incluso en intervalos parciales. Puede llevarse a cabo una espectroscopía en un intervalo.
- Campos magnéticos y eléctricos: se miden directamente en el viento solar, y se deducen en la fotosfera. Esos campos se deducen a partir de mediciones en el viento solar o por espectroscopía de las imágenes solares en el visible mediante el efecto Zeeman, análisis Doppler o multipolarización.
- Las mediciones pueden realizarse mediante: la integración en todo el disco solar; la captura de imágenes del disco solar; o la captura de imágenes de la corona únicamente con ocultación del disco (coronógrafo).
- La irradiación solar es una observación particular, de resolución total o espectral (véase la sección 3.2.9).

En el cuadro 3.41 se describe un ejemplo de paquete de instrumentos para la vigilancia de la actividad solar desde el punto de libración Lagrange L1 a bordo del SOHO.

**Cuadro 3.41. Ejemplo de paquete de instrumentos para la vigilancia de la actividad solar: instrumentos a bordo del SOHO**

<i>Instrumentos a bordo del SOHO</i>	
Satélite	Observatorio solar y heliosférico (SOHO)
Misión	Observación del Sol desde el punto Lagrange L1
Características principales	Paquete de instrumentos de teledetección de la atmósfera solar: Mediciones solares ultravioletas de la radiación emitida (SUMER) Espectrómetro de diagnóstico coronal (CDS) Telescopio captador de imágenes en el ultravioleta extremo (EIT) Coronógrafo y espectrómetro en el ultravioleta (UVCS) Coronógrafo espectrométrico de gran ángulo (LASCO) Anisotropías del viento solar (SWAN) Paquete de instrumentos de "partículas <i>in situ</i> " del viento solar: Sistema de análisis de carga, elemento e isótopo (CELIAS) Analizador integral supratérmico y de partículas energéticas (COSTEP) Experimento energético y relativístico de núcleos y electrones (ERNE) Paquete de instrumentos de heliosismología (estudio del interior del Sol): Oscilaciones globales a frecuencias bajas (GOLF) Variabilidad de la irradiancia solar y las oscilaciones de la gravedad (VIRGO) Captador de imágenes Doppler de Michelson (MDI)
Técnica de exploración	Señalamiento al Sol
Cobertura/ciclo	Continua desde el punto Lagrange L1
Recursos (del satélite)	Masa: 1 850 kg Potencia: 1,5 kW Velocidad de la transmisión de los datos: 200 kbps

### 3.2.18 Monitores del medio espacial

La observación del medio espacial a nivel de plataforma proporciona información aplicada a la vigilancia y la predicción de todas las condiciones meteorológicas en el espacio, así como para la seguridad de la plataforma. Entre los instrumentos dedicados a esos fines cabe mencionar los siguientes:

- a) detectores de partículas cargadas, diseñados para determinados intervalos de energía, ya sea de resolución integrada o espectral;
- b) magnetómetros y electrómetros.

En el cuadro 3.42 se describe un ejemplo de paquete de instrumentos para la observación del medio espacial *in situ* (GGAK-M).

**Cuadro 3.42. Ejemplo de paquete de instrumentos de observación del medio espacial: GGAK-M a bordo del Meteor-M**

<i>GGAK-M</i>	<i>Complejo de sistemas de vigilancia geofísica</i>
Satélites	Meteor-M N1, Meteor-M N2, Meteor-M N2-1, Meteor-M N2-2
Misión	Observación del medio espacial a nivel de plataforma
Características principales	Paquete de espectrómetro para mediciones geoactivas (MSGI-MKA) Flujos de electrones en el intervalo de energía de 0,1 a 15 keV (canal de gran sensibilidad) Flujos de iones (protones) en el intervalo de energía de 0,1 a 15 keV (canal de gran sensibilidad) Flujos de electrones en el intervalo de energía de 0,1 a 15 keV (canal de baja sensibilidad) Vigilancia de flujos de electrones integrales con energía umbral de 40 keV Paquete del sistema de vigilancia de la radiación (KGI-4C): Energía umbral total del flujo de protones de: 5, 15, 25, 30 y 40 MeV Energía umbral total del flujo de electrones de: 0,17, 0,7, 1,7, 2,0 y 3,2 MeV Flujos de protones con energías umbral de: 25 y 90 MeV.
Recursos	Masa: 17 kg Potencia: 13,6 W Velocidad de transmisión de los datos: 16 kbps

### 3.2.19 Magnetómetros y detectores del campo eléctrico

Los campos magnéticos y eléctricos en la magnetosfera pueden medirse *in situ*, conforme se desplaza el satélite a lo largo de la órbita. Si la órbita es altamente excéntrica, cruza la magnetosfera a diferentes altitudes, proporcionando con ello perfiles en tres dimensiones (3D). Los gradientes de los campos se observan mejor cuando vuelan simultáneamente más satélites en órbitas coordinadas. Suelen utilizarse los instrumentos siguientes:

- a) magnetómetros, bien sea escalares o vectoriales;
- b) fluxómetros de electrones (para calcular el campo eléctrico).

En el cuadro 3.43 se describe un ejemplo de paquete de instrumentos para la observación en 3D de la magnetosfera que utilizan cuatro satélites (Cluster).



**Cuadro 3.43. Ejemplo de paquete de instrumentos para la vigilancia de la magnetosfera: instrumentos a bordo del Cluster**

<i>Instrumentos a bordo del Cluster</i>	
Satélites	Cluster A, B, C y D (cuatro satélites que vuelan simultáneamente en órbitas coordinadas)
Misión	Vigilancia de la magnetosfera en 3D
Características principales	Paquete de los instrumentos siguientes: Magnetómetro Fluxgate (FGM) Análisis espacio-temporal de fluctuaciones de campo (STAFF) Campos y ondas eléctricos (EFW) Ondas de alta frecuencia y sonda de exploración de la densidad por relajación (WHISPER) Datos de banda ancha (WBD) Procesador de ondas digital (DWP) Instrumento de deriva de electrones (EDI) Experimento de espectrometría de iones de los satélites Cluster (CIS) Analizador de electrones del plasma y de la corriente (PEACE) Investigación con detectores de imágenes de partículas adaptables (RAPID) Control potencial activo de vehículos espaciales (ASPOC)
Técnica de exploración	4 satélites desplazándose a través de la magnetosfera en órbitas altamente elípticas
Cobertura/ciclo	Continua; <i>in situ</i> , a lo largo de la órbita
Recursos (de un satélite)	Masa: 1 200 kg Potencia: 224 W Velocidad de transmisión de los datos: 16,9 kbps

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 4. PROGRAMAS SATELITALES .....	1038
4.1 Satélites meteorológicos operativos .....	1038
4.1.1 Constelación de satélites en órbita geoestacionaria o muy elíptica .....	1039
4.1.2 Constelación de satélites en órbitas heliosincrónicas .....	1039
4.2 Misiones atmosféricas especializadas .....	1041
4.2.1 Precipitación .....	1041
4.2.2 Radio ocultación .....	1042
4.2.3 Radiación atmosférica .....	1043
4.2.4 Química atmosférica .....	1044
4.2.5 Dinámica de la atmósfera .....	1045
4.3 Misiones de observación del océano y del hielo marino .....	1046
4.3.1 Topografía del océano .....	1048
4.3.2 Color del océano .....	1048
4.3.3 Viento en la superficie del mar .....	1048
4.3.4 Salinidad de la superficie del mar .....	1048
4.3.5 Olas .....	1048
4.4 Misiones de observación terrestre .....	1049
4.4.1 Principales misiones operativas o casi operativas .....	1049
4.4.2 Constelación para la vigilancia de desastres .....	1050
4.4.3 Vigilancia de alta resolución en todas las condiciones meteorológicas (por radar de abertura sintética) .....	1052
4.5 Misiones de observación de la parte sólida de la tierra .....	1053
4.5.1 Geodesia del espacio .....	1054
4.5.2 Interior de la Tierra .....	1055
4.6 Misiones de observación del tiempo espacial .....	1056
4.6.1 Vigilancia de la actividad solar .....	1056
4.6.2 Vigilancia de la magnetosfera y la ionosfera .....	1058
4.6.2.1 Observación de la magnetosfera .....	1058
4.6.2.2 Observación de la ionosfera .....	1060
4.6.2.3 Observación del medio espacial desde satélites meteorológicos operativos .....	1061

## **CAPÍTULO 4. PROGRAMAS SATELITALES**

Las mediciones descritas en el capítulo 2 de la parte III se realizan en el marco de los programas de satélites<sup>1</sup> que los organismos espaciales ponen en marcha, ya sea por mandato operativo para atender a comunidades de usuarios específicas o por mandato prioritario para la investigación y el desarrollo. Además de las principales constelaciones meteorológicas en órbitas geoestacionarias y heliosincrónicas casi polares, dichos programas comprenden misiones medioambientales centradas en parámetros atmosféricos concretos, el océano y el hielo, la observación de la tierra, la parte sólida de la Tierra o el tiempo espacial. La mayoría de estas misiones medioambientales se diseñan y llevan a cabo en un contexto de investigación o demostración, aunque algunas han alcanzado madurez operativa y posibilitan la observación continua de componentes medioambientales, sobre todo cuando se han extendido en el tiempo y/o cuando permiten la realización de actividades de seguimiento operativas. En el capítulo 5 de la parte III se proporciona más información sobre los principios de medición y las incertidumbres de las variables geofísicas.

Para cada tipo de aplicación, las misiones satelitales pueden considerarse partes integrantes de constelaciones de vehículos espaciales que, en muchos casos, solo serán totalmente provechosas si se realizan de manera coordinada, asegurando una sinergia entre los diferentes sensores. La coordinación internacional entre operadores de satélites se lleva a cabo en el marco del Grupo de coordinación de los satélites meteorológicos, cuyo objetivo principal consiste en mantener las constelaciones de satélites meteorológicos operativos y la vigilancia del clima, y el Comité sobre Satélites de Observación de la Tierra, que ha puesto en marcha “constelaciones virtuales” con objetivos temáticos (topografía de la superficie del océano, precipitación, composición de la atmósfera, imágenes de la superficie terrestre, vector viento de la superficie del océano, radiometría del color del océano y temperatura de la superficie del mar).

Se examinan las siguientes categorías de misiones:

- a) satélites meteorológicos operativos;
- b) misiones atmosféricas especializadas;
- c) misiones de observación del océano y del hielo marino;
- d) misiones de observación terrestre;
- e) misiones de observación de la parte sólida de la Tierra;
- f) misiones de observación del tiempo espacial.

### **4.1 SATÉLITES METEOROLÓGICOS OPERATIVOS**

El sistema de satélites meteorológicos operativos constituye el eje del Sistema Mundial de Observación desde el espacio. Se divide en dos componentes, de acuerdo con las características orbitales:

- a) constelación en órbita geoestacionaria o muy elíptica;
- b) constelación en órbitas heliosincrónicas.

---

<sup>1</sup> En la base de datos en línea de la OMM sobre capacidades espaciales, que se actualiza periódicamente, se puede consultar información más pormenorizada sobre estos programas.

#### 4.1.1 **Constelación de satélites en órbita geoestacionaria o muy elíptica**

La órbita geoestacionaria se adapta especialmente a la meteorología operativa debido a que permite realizar muestreos muy frecuentes (subhorarios o por minutos), según se necesite para fenómenos de rápida evolución (condiciones meteorológicas diarias) o para detectar fenómenos como los relámpagos, siempre y cuando no se requiera una resolución espacial muy alta (del orden de 1 km). Desde la órbita geoestacionaria se realizan las observaciones primarias de:

- a) la evolución de las nubes (detección, cubierta, altura de la cima y temperatura, tipo, fase hídrica en la cima de la nube, tamaño de las partículas);
- b) el perfil frecuente de la temperatura y la humedad para vigilar la estabilidad atmosférica;
- c) los vientos, siguiendo la trayectoria de las nubes y del vapor de agua (incluido el perfil del viento, determinado a partir del seguimiento del perfil del vapor de agua);
- d) la precipitación convectiva (junto con datos por microondas de satélites en órbita terrestre baja y la detección de relámpagos);
- e) las variables de la superficie en rápida evolución (temperatura de la superficie del mar en zonas costeras, incendios);
- f) el ozono y otros gases traza que se ven afectados por la variación diurna o que surgen de diferentes fuentes.

Una desventaja de la órbita geoestacionaria es la mala visibilidad a latitudes elevadas, más allá de unos 60° para mediciones cuantitativas y de 70° para mediciones cualitativas. Esta limitación puede subsanarse utilizando órbitas inclinadas de alta excentricidad (Molniya, Tundra u órbitas de tres apogeos), en lugar de la órbita geoestacionaria (véase el capítulo 2 de la parte III, (sección 2.1.4)). Además, el límite de difracción debido a los ángulos pequeños subtendidos por una gran distancia plantea desafíos para la formación de imágenes ópticas de muy alta resolución y la radiometría de microondas. La observación en microondas para el sondeo de la temperatura y la humedad en todas las condiciones meteorológicas y la medición cuantitativa de la precipitación desde la órbita geoestacionaria debería ser viable utilizando frecuencias altas, ya que se cuenta con más tecnología.

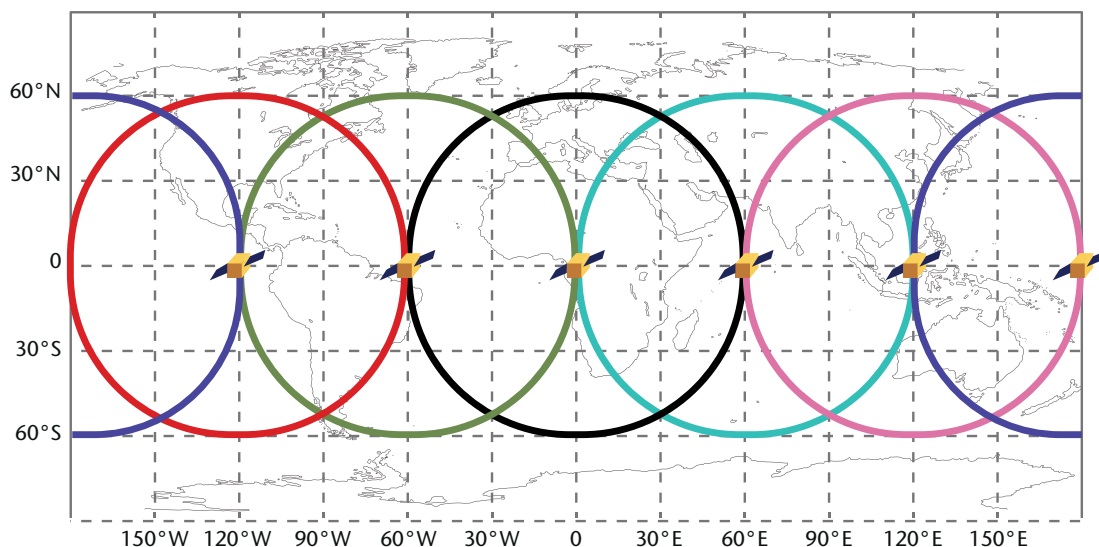
El requisito de observaciones mundiales no polares frecuentes desde satélites geoestacionarios exige el uso de seis vehículos espaciales regularmente espaciados (figura 4.1). Las constelaciones operativas deben contar con satélites de respaldo para tener redundancia por encima de este mínimo.

En el cuadro 4.1 se enumeran todos los programas operativos que convinieron en realizar aportaciones a la constelación de satélites meteorológicos geoestacionarios en 2012, así como sus posiciones nominales. Pueden utilizarse temporalmente otras posiciones, por ejemplo, en situaciones de emergencia.

#### 4.1.2 **Constelación de satélites en órbitas heliosincrónicas**

La órbita heliosincrónica proporciona la cobertura mundial necesaria para aplicaciones tales como la predicción numérica del tiempo (PNT) a escala mundial, la meteorología polar y la climatología. Para estas aplicaciones, los muestreos muy frecuentes no son tan importantes como una cobertura mundial o una gran exactitud. Las principales contribuciones de las órbitas heliosincrónicas son:

- a) el perfil de la temperatura y la humedad como principal aportación para la PNT;
- b) las observaciones de las nubes en latitudes elevadas que complementan las obtenidas desde la órbita geoestacionaria;



**Figura 4.1. Cobertura de seis satélites en órbita geoestacionaria regularmente espaciados. Los círculos delimitan un ángulo geocéntrico de 60°, considerado el límite práctico para las observaciones cuantitativas (en caso de uso cualitativo, las imágenes se extienden más). Todas las latitudes entre 55° S y 55° N están cubiertas.**

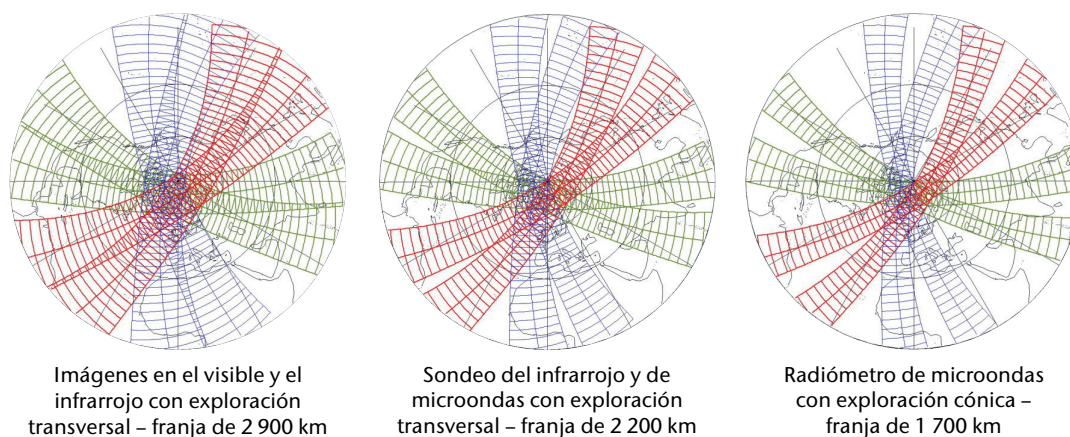
- c) las observaciones de la precipitación por radiometría de microondas;
- d) las variables de la superficie (temperaturas del mar y de la superficie terrestre, índices de vegetación y de humedad del suelo);
- e) la capa de hielo, la nieve y variables hidrológicas;

**Cuadro 4.1. Programas de satélites actuales y previstos del sistema meteorológico operativo en órbita geoestacionaria**

<i>Sigla</i>	<i>Nombre completo</i>	<i>Organismo responsable</i>	<i>Posición nominal</i>
GOES	Satélite geoestacionario operativo para el estudio del medio ambiente	NOAA	75° W y 135° W
Meteosat	Satélite meteorológico	EUMETSAT	0°
Electro/GOMS	Satélite meteorológico operativo electro-geoestacionario	RosHydroMet	76° E, 14,5° W y 166° E
INSAT y Kalpana	Satélite nacional indio y Kalpana	ISRO	74° E y 93,5° E
FY-2 y FY-4	Feng-Yun-2 y seguimiento del Feng-Yun-4	CMA	86,5° E y 105° E
COMS y GEO-KOMPSAT	Satélite de comunicaciones, oceanográfico y meteorológico y satélite geoestacionario con fines múltiples de Corea	KMA	128,2° E o 116,2° E
Himawari/ MTSAT	Himawari, incluido el satélite de transporte multifuncional	JMA	140° E

Nota:

- NOAA: Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera
- EUMETSAT: Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos
- RosHydroMet: Servicio Federal Ruso de Hidrometeorología y Vigilancia del Medio Ambiente
- ISRO: Organización India de Investigación Espacial
- CMA: Administración Meteorológica de China
- KMA: Administración Meteorológica de Corea
- JMA: Servicio Meteorológico de Japón



**Figura 4.2. Cobertura de tres satélites heliosincrónicos de una altura de 833 km y hora de cruce del ecuador espaciada regularmente a las 05.30, 09.30 y 13.30 horas. A los fines de este diagrama esquemático, se da por hecho de que todos los satélites cruzarán el ecuador a las 1200 hora universal coordinada (UTC). La figura hace referencia a una ventana temporal de 3 horas 23 minutos (con el fin de captar dos órbitas completas de cada satélite) centrada a las 1200 UTC. Se examinan tres franjas típicas. En el caso de la misión de captura de imágenes en el intervalo del visible y del infrarrojo, se consigue realizar una cobertura mundial en casi tres horas, mientras que para la misión de sondeo del infrarrojo y de microondas, la cobertura es casi completa a latitudes superiores a los 30°. Por lo que respecta a los exploradores cónicos de microondas, la cobertura mundial en tres horas exigiría ocho satélites.**

- f) parámetros radiativos de la superficie (irradiancia, albedo, radiación activa de fotosíntesis, fracción de radiación activa de fotosíntesis absorbida;
- g) el ozono y otros gases traza para la vigilancia del medio ambiente y del clima.

Otras ventajas de órbitas heliosincrónicas y demás órbitas terrestres bajas son la capacidad para la detección activa en los intervalos de microondas (radar) y óptico (lidar) y para realizar mediciones descendentes de la alta atmósfera.

Es posible realizar una cobertura mundial a intervalos de aproximadamente cuatro horas por medio de tres satélites heliosincrónicos en planos orbitales coordinados que crucen el ecuador a, por ejemplo, las 05.30, 09.30 y 13.30 hora solar local, siempre y cuando la franja del instrumento sea lo suficientemente ancha y la medición se pueda realizar tanto de día como de noche (véase la figura 4.2).

En el cuadro 4.2 se enumeran los programas operativos que realizan o realizarán aportaciones a la constelación de satélites meteorológicos heliosincrónicos a partir de 2012.

## 4.2 MISIONES ATMOSFÉRICAS ESPECIALIZADAS

### 4.2.1 Precipitación

La precipitación es una variable meteorológica básica, pero su medición requiere la explotación del intervalo espectral de microondas en una resolución consecuente con la escala del fenómeno y en frecuencias relativamente bajas; ello implica el uso de instrumentos grandes. Además, la relación entre la detección pasiva por microondas y la precipitación no es explícita. Solo se mide la columna total de precipitación y únicamente en unos cuantos canales. El problema relativo a la recuperación está muy mal condicionado y exige la modelización de la estructura vertical de la nube, que solo puede observarse por radar. Gracias a la Misión de medición de lluvias tropicales

**Cuadro 4.2. Programas de satélites actuales y previstos del sistema meteorológico operativo en órbita terrestre baja**

<i>Sigla</i>	<i>Nombre completo</i>	<i>Organismo responsable</i>	<i>Altura</i>	<i>Hora de cruce del ecuador (nominal)</i>
NOAA	Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera	NOAA	833 km	13.30 a
Suomi-NPP	Asociación Nacional de Órbita Polar Suomi	NOAA	833 km	13.30 a
JPSS	Sistema Conjunto de Satélites Polares	NOAA	833 km	13.30 a
DMSP	Programa de satélites meteorológicos del Departamento de Defensa de Estados Unidos	DoD	833 km	05.30 d
Metop	Satélite meteorológico operativo	EUMETSAT	817 km	09.30 d
Metop-SG	Satélite meteorológico operativo de segunda generación	EUMETSAT	817 km	09.30 d
FY-3	Feng-Yun-3	CMA	836 km	10.00 d y 14.00 a
Meteor-M	Meteor, serie "M"	RosHydroMet	830 km	09.30 d y 15.30 a
Meteor-MP	Meteor, serie "MP"	RosHydroMet	830 km	09.30 d y 15.30 a

Nota:

DoD: Departamento de Defensa

a: ascendente

d: descendente

(TRMM; iniciada en 1997), que transporta detectores de microondas pasivos y activos asociados, se han podido formular algoritmos que posibilitan una mejor utilización de las mediciones pasivas.

La TRMM ha permitido desarrollar el concepto de misión de medición de la precipitación global, que se está aplicando en un contexto internacional. Su objetivo consiste en proporcionar cobertura mundial de las mediciones de la precipitación a intervalos de tres horas. Dado que el instrumento de referencia es un radiómetro de exploración cónica por microondas con una banda limitada, la frecuencia de tres horas exige el uso de ocho satélites en órbitas casi polares distribuidos regularmente (figura 4.3). Además de esos "satélites de constelación", un "Observatorio Central" en órbita inclinada dotado con un radar de precipitación permite que todas las demás mediciones de radiómetros pasivos de microondas se "calibren" cuando las órbitas de los satélites de la constelación y del Observatorio Central se cruzan unas con otras. Además de las misiones realizadas específicamente para la observación de la precipitación, cualquier misión operativa dotada con radiómetros de microondas puede realizar aportaciones al sistema mixto.

#### 4.2.2 Radio ocultación

La radio ocultación de satélites del Sistema mundial de navegación por satélite (GNSS) es una técnica eficaz para realizar perfiles de la temperatura y la humedad con una resolución vertical que no puede obtenerse con instrumentos de orientación nadiral. Sin embargo, la aplicación de sistemas operativos se lleva a cabo lentamente. Un inconveniente es que la carga útil, pese a ser de masa, potencia y velocidad de transmisión de datos baja (véase, por ejemplo, la descripción del Receptor GNSS para sondeo atmosférico (GRAS) en el capítulo 3 de la parte III (cuadro 3.23 de la sección 3.2.7), impone limitaciones volumétricas en la plataforma (dos antenas grandes de 0,5 m<sup>2</sup> cada una, que necesitan una visión anterior y posterior despejada). Otro inconveniente es que la técnica requiere de un número significativo de satélites en diferentes órbitas.





**Figura 4.3. Concepto de la misión de medición de la precipitación global**

En 1995, el Sistema mundial de posicionamiento - meteorología (SMP-MET), a bordo del MicroLab-1, demostró el concepto de radio ocultación en el espacio. Desde entonces, se ha abogado por establecer una constelación de receptores de radio ocultación, en un principio con fines climatológicos, a fin de realizar mediciones “absolutas” que puedan compararse en cualquier intervalo de tiempo para detectar las tendencias climáticas, y posteriormente para sondeos de muy alta resolución vertical para la PNT y mediciones de referencia absolutas que corrigen los errores sistemáticos de otros sistemas de sondeo.

La radio ocultación es un fenómeno poco frecuente. Utilizando una constelación del GNSS y haciendo el seguimiento de las ocultaciones en la puesta y salida del Sol, pueden obtenerse unos 500 episodios de ocultación diarios. Además del GPS y del sistema mundial de navegación por satélite (GLONASS), de larga data, China explota actualmente una tercera constelación, “Compass” (llamada Beidou en chino) y la Comisión Europea (CE) y la Agencia Espacial Europea (AEE) operan una cuarta constelación, Galileo. El número de ocultaciones por día por satélite asciende a 1 000 cuando se utilizan dos constelaciones, y a 1 500 cuando se utilizan tres constelaciones si se reciben en vistas anteriores y posteriores. Se ha estimado que, a fin de proporcionar cobertura mundial con un muestreo medio de 300 km cada 12 horas, es necesario utilizar por lo menos 12 satélites en planos orbitales distribuidos adecuadamente. Un método muy efectivo consiste en utilizar grupos de satélites especializados pequeños, colocados en órbita por medio de un solo lanzamiento. El Sistema de observación en constelación para la meteorología, la ionosfera y el clima (COSMIC) comprende seis microsatélites lanzados a la vez y separados posteriormente en órbitas espaciadas de forma regular. Varios satélites meteorológicos transportan también receptores de radio ocultación del GNSS.

#### 4.2.3 **Radiación atmosférica**

Una limitación de los modelos de PNT y de circulación general es la representación de los procesos radiativos en la atmósfera. Los aerosoles, el interior de las nubes (en particular el hielo), los flujos de radiación en la atmósfera de tres dimensiones, además de la cima de la atmósfera (TOA) y la superficie de la Tierra, son sus principales componentes. Algunas de esas variables exigen el uso de instrumentos de observación de gran tamaño (lidar, radar de nubes, etc.) que no son viables para satélites meteorológicos operativos con fines múltiples; por ello, para la observación de la radiación atmosférica se recurre a una serie de instrumentos transportados, bien sea en programas operativos o en misiones especializadas.

La primera observación que se realizó desde el espacio fue de la radiación atmosférica en octubre de 1959 con el Explorer VII. Cuando se realizaron los primeros vuelos del satélite de observación de televisión en el infrarrojo (TIROS), se sabía poco sobre el albedo de la Tierra. Se han desarrollado instrumentos de detección de visión, polarización y espectro múltiples; el primero fue el instrumento de polarización y direccionalidad de las reflectancias de la Tierra (POLDER) a bordo del primer satélite avanzado de observación de la Tierra (ADEOS-1; 1996/1997).

Para efectuar observaciones de la radiación atmosférica es preciso que los factores concomitantes se observen en paralelo. Dado que el balance de radiación es una diferencia pequeña entre grandes cantidades, los errores de registro mixto espacial y temporal afectan considerablemente a la exactitud. Puesto que es imposible embarcar todos los instrumentos en una sola plataforma, se aplica el concepto de vuelo en formación, como el A-Train (figura 4.4). En este concepto, varios satélites vuelan prácticamente en la misma órbita heliosincrónica, a 705 km de altitud, hora de cruce del ecuador ~13.30 horas nodo ascendente, sucediéndose en la misma trayectoria en tierra en pocos segundos.

#### 4.2.4 Química atmosférica

La importancia que reviste la química atmosférica ha aumentado considerablemente con el tiempo. Primero, la atención se centró en la vigilancia del ozono, sobre todo después del descubrimiento del agujero de ozono y, posteriormente, en el efecto invernadero, como causante del calentamiento global y, por último, en la calidad del aire, por sus efectos sobre las condiciones de vida en la biosfera. Según el objetivo, el instrumental puede ser muy simple (por ejemplo, para la columna total de una o algunas especies químicas) o muy complejo (por ejemplo, para los perfiles de conjuntos de especies químicas).

Cabe destacar que:

- a) En los satélites meteorológicos, las sondas hiperspectrales del infrarrojo, diseñadas principalmente para el sondeo de la temperatura y la humedad, permiten realizar observaciones de la química atmosférica, pero su funcionamiento para la química se limita a las columnas totales de unas pocas especies de efecto invernadero. Los instrumentos de onda corta se han diseñado primordialmente para el ozono y algunos elementos en los intervalos del ultravioleta y del visible.

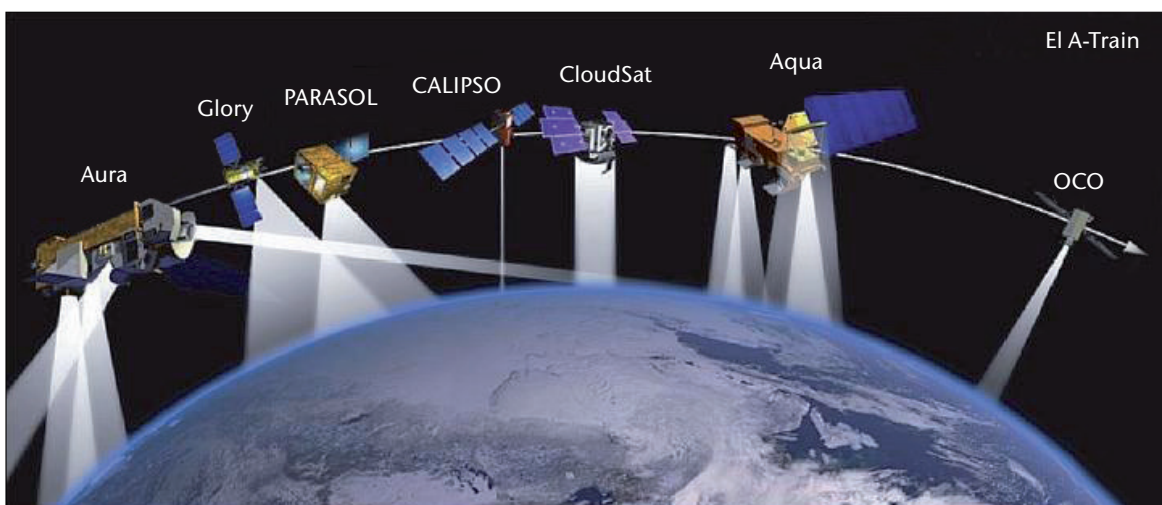


Figura 4.4. La extensión de la hora de cruce del ecuador a lo largo de los satélites que realizan observaciones de la radiación atmosférica (Glory, PARASOL, CALIPSO, CloudSat y EOS-Aqua) es de aproximadamente 2 minutos. Cabe señalar que puede haber algunos cambios en los satélites que forman el A-Train; por ejemplo, después de cinco años, se retiró PARASOL; se ha agregado el EOS-Aura; Glory falló en el lanzamiento; el OCO se perdió en el lanzamiento y se reemplazará con el OCO-2, y se ha agregado el GCOM-W1.

- b) Algunas misiones de la química atmosférica se realizan en grandes instalaciones con fines múltiples o en satélites especializados en la química atmosférica.

La primera misión completa destinada a la química atmosférica, el satélite de investigación en la alta atmósfera (UARS), utilizó el sondeo del limbo. Cuando se lanzó, en 1991, fue con mucho el satélite de observación de la Tierra más grande en órbita (masa en el momento del lanzamiento: 6 540 kg). En el cuadro 4.3 se proporciona una lista de satélites que se ocupan en gran parte o plenamente de la química atmosférica.

La falta de sondeos del limbo en futuros satélites pone en peligro la observación de la alta atmósfera.

#### 4.2.5 Dinámica de la atmósfera

El estudio de la dinámica de la atmósfera implica misiones destinadas a medir el campo de viento en tres dimensiones, una tarea compleja, ya que el viento *per se* no posee una firma en el espectro electromagnético. No obstante, se han dedicado muchos esfuerzos a ese tema y se sigue haciendo, dado que el viento es una observación primordial para los modelos de PNT y de circulación general.

**Cuadro 4.3. Programas de satélites dedicados en gran parte o exclusivamente a la química atmosférica**

<i>Sigla</i>	<i>Nombre completo</i>	<i>Organismo responsable</i>	<i>Mediciones</i>
Envisat	Satélite de observación del medio ambiente	AEE	Limbo en el infrarrojo, nadir y limbo en onda corta, ocultación estelar en el ultravioleta y visible
EOS-Aura	Satélite Aura del Sistema de Observación de la Tierra	NASA	Limbo en el infrarrojo, nadir y limbo en el infrarrojo, nadir en el ultravioleta y visible, limbo en microondas
GOSAT	Satélite de observación del gas de efecto invernadero	JAXA	Nadir en el infrarrojo cercano, de onda corta, de onda media y térmico
Odin	Odin	SNSB	Limbo en el ultravioleta, visible e infrarrojo cercano, limbo en microondas
OCO-2	Observatorio en órbita del carbono	NASA	Nadir en el infrarrojo cercano y de onda corta
SCISAT	Satélite científico	CSA	Ocultación solar en el ultravioleta, visible e infrarrojo cercano y en el infrarrojo de onda corta, de onda media y térmico
Sentinel-4	Sentinel-4 en el Meteosat de tercera generación	AEE, EUMETSAT, CE	Nadir en el ultravioleta, visible e infrarrojo cercano
Sentinel-5P	Precursor del Sentinel-5	AEE, CE	Nadir en el ultravioleta, visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta
Sentinel-5	Sentinel-5 en el Metop de segunda generación	AEE, EUMETSAT, CE	Nadir en onda corta

Nota:

NASA: Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio

JAXA: Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial

SNSB: Junta Sueca de Actividades Espaciales

CSA: Agencia Espacial de Canadá

La determinación de las características del viento a partir del movimiento de las nubes u otras condiciones atmosféricas ha sido una aplicación temprana de los satélites geoestacionarios. Aún en la actualidad, es la práctica operativa que proporciona miles de vectores viento diarios. Sin embargo, el seguimiento de las nubes o de las configuraciones del vapor de agua define el viento solamente en un nivel. El nivel depende del trazador y se mide con exactitud limitada. En zonas extensas, todos los trazadores suelen hallarse a la misma altura, limitando así la resolución vertical en la práctica a uno o dos niveles. Con la futura llegada de sondas hiperspectrales en órbita geoestacionaria, se dispondrá de perfiles del vapor de agua frecuentes con sus configuraciones en otras alturas, y se obtendrá una amplia resolución vertical en aire claro. Los vientos deducidos del movimiento de la atmósfera también se calculan en zonas polares desde satélites de órbita polar, aprovechando los pasos frecuentes.

Se han realizado experimentos para demostrar el seguimiento de las corrientes turbulentas, los aerosoles y las moléculas atmosféricas por lidar Doppler, capaces de obtener muy alta resolución vertical en aire claro. Este es el objetivo del satélite de la Misión de dinámica atmosférica Aeolus (ADM-Aeolus) con el instrumento láser Doppler para la investigación de la atmósfera (ALADIN).

Los vientos también son de interés en la estratosfera y la mesosfera, donde las nubes y el vapor de agua no poseen características específicas y donde no hay corrientes turbulentas ni aerosoles densos. La técnica que se aplica aquí es la medición de la desviación Doppler de líneas estrechas en la banda de oxígeno de unos 760 nm. Demostrada por el satélite de investigación en la alta atmósfera, el interferómetro Doppler de la energía y dinámica de la termosfera, ionosfera y mesosfera (TIDI) utiliza esa técnica.

#### 4.3 MISIONES DE OBSERVACIÓN DEL OCÉANO Y DEL HIELO MARINO

Desde los inicios de la era espacial, los satélites meteorológicos han realizado algunas observaciones del océano y el hielo. La captura de imágenes en el intervalo del visible, la primera aplicación de los satélites meteorológicos, permite cartografiar el hielo marino. Las imágenes en el infrarrojo permitieron agregar capacidad para medir la temperatura de la superficie del mar. Con las imágenes en microondas se amplió la capacidad de observación para medir la temperatura de la superficie del mar y la capa de hielo en todas las condiciones meteorológicas y añadió la capacidad para medir la velocidad del viento en la superficie del mar. La dispersometría radárica comenzó en 1978. Los satélites meteorológicos operativos siguen realizando esas observaciones de la temperatura de la superficie del mar, el viento en la superficie del mar y la capa de hielo. En el marco de programas no meteorológicos se realizan otras mediciones, por ejemplo, de altimetría, del color del océano, de la salinidad y de las olas, en ocasiones dedicadas a la observación del océano y el hielo marino.

En el cuadro 4.4 se enumeran los programas de satélites que realizan observaciones del océano y del hielo marino.

**Cuadro 4.4. Programas de satélites con misiones para la observación del océano y el hielo marino**

<i>Sigla</i>	<i>Nombre completo</i>	<i>Organismo responsable</i>	<i>Misiones oceanográficas</i>
COMS	Satélite de comunicaciones, oceanográfico y meteorológico	KMA	Color del océano desde una órbita geoestacionaria
Coriolis	Coriolis	DoD, NASA	Viento de superficie por polarimetría en microondas
CryoSat	Satélite de la criosfera	AEE	Altimetría de radar para medir el hielo
Envisat	Satélite de observación del medio ambiente	AEE	Color del océano Altimetría de radar

<i>Sigla</i>	<i>Nombre completo</i>	<i>Organismo responsable</i>	<i>Misiones oceanográficas</i>
EOS-Aqua	Satélite Aqua del Sistema de Observación de la Tierra	NASA	Captura de imágenes en microondas con fines múltiples (antena grande) Color del océano
EOS-Terra	Satélite Terra del Sistema de Observación de la Tierra	NASA	Color del océano
FY-3	Feng-Yun-3	CMA	Color del océano Viento de superficie por dispersómetro de banda C y $K_u$
GCOM-C	Misión de observación del cambio global del clima	JAXA	Color del océano
GCOM-W	Misión de observación del cambio global del agua	JAXA	Captura de imágenes en microondas con fines múltiples (antena grande)
GEO-KOMPSAT	Satélite geoestacionario con fines múltiples de Corea	KMA	Color del océano desde una órbita geoestacionaria
HY-1	Hai Yang-1	NSOAS, CAST	Color del océano
HY-2	Hai Yang-2	NSOAS, CAST	Altimetría de radar Viento de superficie por dispersómetro de banda $K_u$
ICESat	Satélite de observación del hielo, las nubes y la elevación terrestre	NASA	Altimetro de lidar para la observación del hielo
JASON	Red oceanográfica mixta de satélites de altimetría	NASA, CNES, EUMETSAT, NOAA	Altimetría de radar, geoide
JPSS	Sistema Conjunto de Satélites Polares	NOAA	Color del océano
Meteor M/MP N3	Meteor-M y Meteor-MP, unidades de vuelo N3	RosHydroMet	Color del océano Viento de superficie por dispersómetro de banda $K_u$
Metop y Metop-SG	Satélite meteorológico operativo y seguimiento del Metop de segunda generación	EUMETSAT	Viento de superficie por dispersómetro de banda C
OceanSat	Satélite para la observación del océano	ISRO	Color del océano Viento de superficie por dispersómetro de banda $K_u$
SAC-D/ Aquarius	Satélite de aplicaciones científicas – D	NASA, CONAE	Salinidad del océano (antena de abertura real)
SARAL	Satélite con Argos y Altika	CNES, ISRO	Altimetría de radar
Sentinel-3	Sentinel-3	AEE, CE, EUMETSAT	Color del océano Altimetría de radar
SMOS	Humedad del suelo y salinidad del océano	AEE	Salinidad del océano (antena de abertura sintética)
Suomi-NPP	Asociación Nacional de Órbita Polar Suomi	NASA, NOAA, DoD	Color del océano

## Nota:

NSOAS: Servicio Nacional de Aplicación de las Observaciones Oceánicas por Satélite (China)  
 CAST: Academia China de Tecnología Espacial  
 CNES: Centro Nacional de Estudios Espaciales (Francia)  
 CONAE: Comisión Nacional de Actividades Espaciales (Argentina)



#### 4.3.1 **Topografía del océano**

La topografía de la superficie del océano es una misión primordial para la oceanografía, ya que permite conocer la circulación oceánica a gran escala, que es una característica oceanográfica de máxima importancia y un componente básico del sistema climático. La reconstrucción de la topografía del océano también supone la determinación exacta del geoido, un mejor conocimiento de la parte sólida de la Tierra.

La altimetría de radar es la única técnica de observación de la topografía del océano. Los altímetros se transportan a bordo de diferentes satélites, algunas plataformas con fines múltiples para proporcionar cobertura mundial y algunos satélites especializados en órbitas especialmente estables con el propósito de realizar mediciones de referencia exactas (desde el Experimento topográfico (TOPEX)-Poseidon entre 1992 y 2006). Algunos altímetros se han diseñado específicamente para la topografía del hielo polar, en un caso, utilizando lidar para una detección más exacta de los límites y la resolución vertical (véase el cuadro 4.4).

#### 4.3.2 **Color del océano**

El color del océano es una observación muy informativa que permite deducir el estado de salud del océano, su productividad y su capacidad para interactuar con la atmósfera, por ejemplo, en cuanto sumidero de CO<sub>2</sub>. Por consiguiente, es una observación fundamental para las actividades en alta mar y en zonas costeras, y para la climatología.

Varios satélites observan el color de los océanos. Algunos forman parte del marco de la meteorología operativa; uno de ellos se halla en órbita geoestacionaria (véase el cuadro 4.4).

#### 4.3.3 **Viento en la superficie del mar**

El viento en la superficie del mar es una medición básica de la oceanografía, ya que genera el forzamiento atmosférico y, por ende, corrientes superficiales, y la intensidad de la interacción aire-mar. Está claro que también es una importante variable geofísica para la predicción meteorológica, por cuanto posibilita la estimación de la presión en superficie que no puede medirse directamente desde el espacio. Por lo tanto, varios instrumentos de observación del viento forman parte de la misión meteorológica operativa. En el cuadro 4.4 figuran las misiones que observan los vientos en la superficie del mar, que proporcionan datos sobre la velocidad y la dirección (dispersómetro de radar, bien sea en la banda C mediante barrido longitudinal, que consiste en la exploración descendente de una franja, o en la banda K<sub>v</sub>, mediante exploración cónica; y radiómetros polarimétricos de microondas pasivos). Otros radiómetros de microondas pasivos, que pueden realizar observaciones de la velocidad del viento, solo se mencionan en relación con los captadores de imágenes en microondas con fines múltiples y antenas grandes.

#### 4.3.4 **Salinidad de la superficie del mar**

La salinidad es una medición básica para la oceanografía, ya que, con la temperatura, permite controlar la densidad del agua y, por tanto, el movimiento vertical en la capa termohalina. Además, controla la capacidad del océano para eliminar los gases traza de la atmósfera. Solo es posible medir la salinidad desde el espacio mediante radiometría de microondas de baja frecuencia (banda L de unos 1,4 GHz), lo que exige el uso de antenas grandes. Las misiones que observan la salinidad de la superficie del mar se basan en una antena de abertura sintética o en una antena de abertura real (véase el cuadro 4.4).

#### 4.3.5 **Olas**

La observación de olas es importante para las actividades relativas al océano, en alta mar e incluso más en las zonas costeras. También es importante para la climatología de las zonas costeras. Lamentablemente, la observación de las olas es difícil desde el espacio, ya que la

medición directa del altímetro de radar solo proporciona la altura significativa de la ola y únicamente en el sentido de la trayectoria del satélite. En el cuadro 4.4 figura la lista de misiones de altímetros.

El campo ondulatorio bidimensional puede observarse por análisis espectral de imágenes obtenidas con radares de abertura sintética (SAR). En principio, todas las imágenes reducidas de una imagen con SAR podrían procesarse para obtener la dirección y el período dominante de la ola, así como el espectro de frecuencia de energía direccional. En la práctica, las imágenes reducidas se muestrean en intervalos durante toda la órbita, y se almacenan a bordo, ya que la velocidad de transmisión de datos conexas es más bien baja. El radar de abertura sintética avanzado (ASAR) del Envisat cumple esta función en modo onda.

#### 4.4 **MISIONES DE OBSERVACIÓN TERRESTRE**

Todas las misiones de obtención de imágenes con satélites meteorológicos operativos suministran información sobre diversas variables geofísicas que caracterizan la superficie terrestre, en concreto:

- a) los instrumentos captadores de imágenes en el visible y el infrarrojo: temperatura de la superficie terrestre, índices de la humedad del suelo, varios índices de vegetación, varios parámetros de incendios, parámetros radiativos, la capa de hielo y la capa de nieve;
- b) los instrumentos captadores de imágenes por microondas: temperatura de la superficie terrestre en todas las condiciones meteorológicas, humedad del suelo superficial y varios parámetros de hielo y de nieve;
- c) los dispersómetros de radar: humedad del suelo superficial, la biomasa total y el equivalente en agua de la nieve.

No obstante, el diseño de los instrumentos transportados en satélites meteorológicos operativos está determinado por el objetivo primordial de describir los procesos de la interfaz superficie-atmósfera, según sea necesario (y suficiente) para el análisis y la predicción del tiempo y por la necesidad de que las escalas espacio-temporales observadas se ajusten a las necesidades de la vigilancia del clima. En esta sección se estudian los programas de satélites cuyos objetivos principales son las aplicaciones terrestres para variables geofísicas tales como la cubierta y el uso del suelo, la fracción de tierra con vegetación, el tipo de vegetación, los lagos y la cubierta glaciar, la topografía, la humedad del suelo a pequeña escala y los parámetros de nieve para la hidrología.

Estas aplicaciones requieren resoluciones espaciales en una escala de metros a unas pocas decenas de metros, lo que implica el uso de bandas ópticas (especialmente del espectro visible) o de un radar captador de imágenes (SAR). Otra aplicación de los captadores de imágenes ópticas de muy alta resolución o SAR es la seguridad, incluida la vigilancia de desastres, el control del cumplimiento de los protocolos convenidos internacionalmente para la protección del medio ambiente, etc.

##### 4.4.1 **Principales misiones operativas o casi operativas**

La observación terrestre ha sido la segunda aplicación espacial, después de la meteorología, que ha dado origen a los programas operativos. En julio de 1972, la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) lanzó el primer satélite de observación terrestre, llamado en sus inicios satélite con tecnología para determinar recursos terrestres (ERTS) y rebautizado posteriormente Landsat-1. Desde entonces, otros organismos espaciales han puesto en marcha programas de observación terrestre, a menudo bastante operativos. En el cuadro 4.5 se enumeran los programas con una trayectoria de continuidad demostrada o diseñados para una continuidad a largo plazo.



**Cuadro 4.5. Programas de satélites diseñados para una continuidad a largo plazo**

<i>Sigla</i>	<i>Nombre completo</i>	<i>Organismo responsable</i>	<i>Objetivo/tipo de programa</i>
Amazônia	Amazônia	INPE	Vigilancia de la vegetación
ASNARO	Satélite avanzado con nueva arquitectura del sistema para la observación	NEC, USEF	Programa de orientación comercial
CartoSat	Satélite para cartografía	ISRO	Actualización de la cartografía
CBERS	Satélite sino-brasileño de recursos terrestres	CAST, INPE	Búsqueda y gestión de recursos terrestres
GeoEye	GeoEye	GeoEye	Programa comercial
KANOPUS-V	KANOPUS Vulkan	Roscosmos	Vigilancia de la vegetación
Landsat y LDCM	Landsat y misión continua de datos Landsat	USGS, NASA	Búsqueda y gestión de recursos terrestres
Resurs DK y P	Resurs-DK y Resurs-P	Roscosmos	Órbita terrestre baja, alta inclinación
Pléiades	Pléiades	CNES	Uso de la tierra y gestión de peligros
ResourceSat	Satélite para la observación de recursos terrestres	ISRO	Búsqueda y gestión de recursos terrestres
Sentinel-2	Sentinel-2	AEE, CE	Vigilancia de la vegetación
SPOT 4, 5	Satélite de observación de la Tierra	CNES	Búsqueda y gestión de recursos terrestres
SPOT 6, 7	Satélite de observación de la Tierra	SpotImage	Programa de orientación comercial
WorldView	World View	DigitalGlobe	Programa comercial

Nota:

INPE: Instituto Nacional de Estudios Espaciales (Brasil)

NEC: Nippon Electric Company

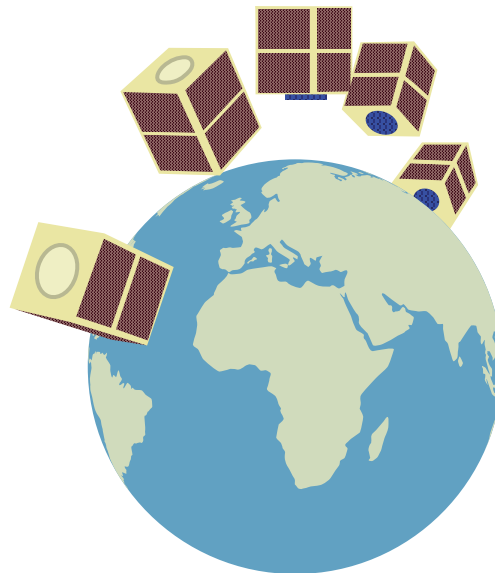
USEF: Instituto de Vuelo Libre Experimental Espacial No Tripulado (Japón)

Roscosmos: Agencia Espacial de la Federación de Rusia

USGS: Servicio Geológico de Estados Unidos

#### 4.4.2 Constelación para la vigilancia de desastres

El Centro Nacional Británico del Espacio fue el primero en promover la iniciativa Constelación para la vigilancia de desastres (DMC). El principio de la iniciativa (véase la figura 4.5) consistía en disponer cinco satélites en la misma órbita, separados por unos 20 minutos, de tal modo que la franja (estrecha) de los instrumentos de un satélite (~600 km) fuese contigua a la siguiente, garantizando con ello una cobertura mundial diaria. El primer satélite de la Constelación para la vigilancia de desastres fue el AlSat-1, lanzado en noviembre de 2002. En septiembre de 2003, se puso en órbita un conjunto de tres satélites en un solo lanzamiento: el UK-DMC-1, el NigeriaSat-1 y satélite Bilten (BILSat). Con el tiempo, más asociados se unieron a la constelación y se elaboraron instrumentos más sofisticados. En el cuadro 4.6 se ilustra la situación actual, con inclusión de satélites que, en sentido estricto, no forman parte de la Constelación, pero cuyos objetivo, estructura e instrumentos son similares.



**Figura 4.5. Concepto de la DMC de cinco satélites desfasados en aproximadamente 20 minutos**

**Cuadro 4.6. Programas de satélites de la Constelación para la vigilancia de desastres y afines**

<i>Sigla</i>	<i>Nombre completo</i>	<i>Organismo/país</i>	<i>Capacidad de los instrumentos</i>
AlSat	Satélite de Argelia	CNTS, Argelia	Multiespectral y pancromática
BJ	Beijing	NRSCC, China	Multiespectral y pancromática
Deimos	Deimos	CDTI, España	Multiespectral
DubaiSat	Satélite de Dubái	EIAST, Emiratos Árabes Unidos	Multiespectral y pancromática
EnMAP	Programa de vigilancia y análisis medioambientales	DLR, Alemania	Hiperspectral
FORMOSAT-2	Satélite de Formosa 2	NSPO, provincia china de Taiwán	Multiespectral y pancromática
HJ A, B	Huan Jing A y B	CAST, China	Hiperspectral y multispectral
Ingenio (SEOSat)	Ingenio (Satélite Español de Observación de la Tierra)	CDTI, España	Multiespectral y pancromática
KOMPSAT	Satélite con fines múltiples de Corea	KARI, Corea	Multiespectral y pancromática
NigeriaSat	Satélite de Nigeria	NASRDA, Nigeria	Multiespectral y pancromática
PRISMA	Precursor hiperspectral de la misión de aplicación	ASI, Italia	Hiperspectral y pancromática
RapidEye (5 satélites)	RapidEye (5 satélites)	DLR, Alemania	Multiespectral
Rasat	Satélite de observación de la Tierra	Tübitak-Uzay, Turquía	Multiespectral y pancromática

<i>Sigla</i>	<i>Nombre completo</i>	<i>Organismo/país</i>	<i>Capacidad de los instrumentos</i>
SSOT	Sistema satelital de observación de la Tierra	ACE, Chile	Multiespectral y pancromática
SumbandilaSat	Satélite Sumbandila	SANSA, Sudáfrica	Multiespectral
THEOS	Sistema de observación de la Tierra de Tailandia	GISTDA, Tailandia	Multiespectral y pancromática
TopSat	TopSat	BNSC, Reino Unido	Multiespectral y pancromática
UK-DMC	Constelación para la vigilancia de desastres de Reino Unido	BNSC, Reino Unido	Multiespectral
X-Sat	Satélite X	NTU, Singapur	Multiespectral

Nota:

CNTS: Centro Nacional de Técnicas Espaciales

NRSCC: Centro Nacional de Teleobservación de China

CDTI: Centro para el Desarrollo Tecnológico Industrial

EIAST: Organismo de los Emiratos para la Ciencia y la Tecnología Avanzadas

DLR: Centro Aeroespacial Alemán

NSPO: Organización Espacial Nacional

CAST: Academia China de Tecnología Espacial

KARI: Instituto Coreano de Investigaciones Aeroespaciales

NASRDA: Organismo Nacional de Investigación y Desarrollo Espaciales

ASI: Agencia Espacial Italiana

ACE: Agencia Chilena del Espacio

SANSA: Organismo Espacial Nacional de Sudáfrica

GISTDA: Organismo de Geoinformática y Desarrollo de la Tecnología Espacial

BNSC: Centro Nacional Británico del Espacio

NTU: Universidad Tecnológica de Nanyang

#### 4.4.3 **Vigilancia de alta resolución en todas las condiciones meteorológicas (por radar de abertura sintética)**

Todas las misiones destinadas a la observación terrestre mencionadas anteriormente comparten una limitación: no pueden realizar observaciones en presencia de nubes. En la mayoría de los casos, la noche también es una limitación, ya que muchos instrumentos utilizan únicamente el intervalo espectral del visible. En caso de emergencia, cuando se requiere de alta resolución, es muy importante tener capacidad para la detección en todas las condiciones meteorológicas, que solo es posible con un SAR. Hay varias misiones con SAR, muchas de las cuales se gestionan con una perspectiva de continuidad operativa a largo plazo.

El número de radares de abertura sintética en órbita es importante, ya que los instrumentos del SAR poseen una banda estrecha, mientras que su aplicación a la vigilancia de desastres exige observaciones frecuentes. Además, el principio del SAR se aplica con una frecuencia única, mientras que los diversos fenómenos que han de observarse tienen “señales” en distintas frecuencias. La misión SIR-C/X-SAR (radar de formación de imágenes del transbordador espacial con carga útil de SAR en banda C y X), lanzada dos veces en el transbordador espacial de Estados Unidos, en abril y septiembre de 1994, permitió mostrar la ventaja de contar con imágenes SAR simultáneas en las bandas L, C y X (la NASA facilitó las bandas L y C, y el Centro Aeroespacial Alemán y la Agencia Espacial Italiana, la banda X).

En el cuadro 4.7 figuran todas las misiones en curso y previstas dotadas con un SAR, agrupadas por banda de frecuencia y organismo a cargo.

**Cuadro 4.7. Programas SAR en curso y previstos**

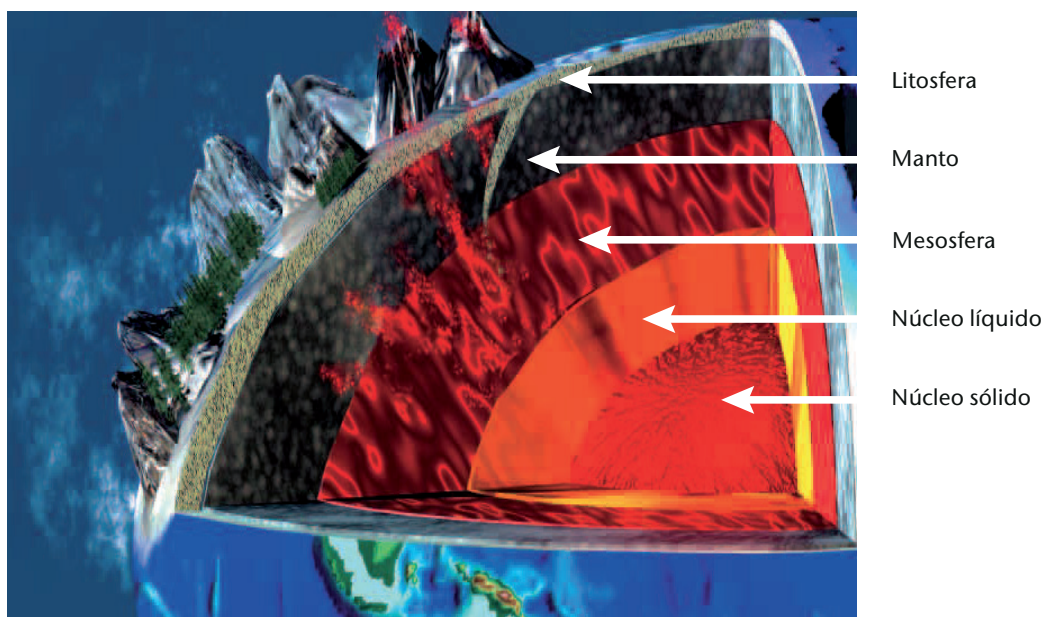
<i>Sigla</i>	<i>Nombre completo</i>	<i>Organismo/país</i>	<i>Banda de frecuencia</i>
ALOS	Satélite avanzado de observación terrestre	JAXA, Japón	Banda L
SAOCOM-1	Satélite argentino de observación con microondas - Serie 1	CONAE, Argentina	Banda L
SAOCOM-2	Satélite argentino de observación con microondas - Serie 2	CONAE, Argentina	Banda L
HJ-1C	Huan Jing 1C	CAST, China	Banda S
Envisat	Satélite de observación del medio ambiente	AEE	Banda C
RadarSat	RadarSat	CSA, Canadá	Banda C
RCM	Misión de la constelación Radarsat	CSA, Canadá	Banda C
RISAT-1	Primer satélite de captación de imágenes por radar	ISRO, India	Banda C
Sentinel-1	Sentinel-1	AEE	Banda C
CSG	Constelación de satélites pequeños para la observación de la cuenca del Mediterráneo (COSMO-SkyMed) de segunda generación	ASI, Italia	Banda X
CSK	COSMO-SkyMed	ASI, Italia	Banda X
KOMPSAT-5	Quinto satélite con fines múltiples de la República de Corea	KARI, República de Corea	Banda X
Meteor M and MP	Meteor-M y Meteor-MP	RosHydroMet, Federación de Rusia	Banda X
Paz (SEOSAR)	Satélite español de observación de la Tierra con SAR	CDTI, España	Banda X
RISAT-2	Segundo satélite de captación de imágenes por radar	ISRO, India	Banda X
TerraSAR-X	TerraSAR-X	DLR, Alemania	Banda X
TanDEM-X	TanDEM-X	DLR, Alemania	Banda X

#### 4.5 MISIONES DE OBSERVACIÓN DE LA PARTE SÓLIDA DE LA TIERRA

Desde los comienzos de las misiones espaciales, se han utilizado satélites para reconstruir la forma del geode mediante diversas órbitas de alturas, inclinaciones y excentricidad diferentes. El objetivo principal era interno: apoyar el análisis de la misión para satélites en órbita. Con el tiempo y las mejoras en la tecnología, el objetivo ha ido evolucionando hacia el estudio de la propia Tierra.

Los objetivos satelitales relativos a la parte sólida de la Tierra son (véase la figura 4.6 para las definiciones):

- a) proporcionar una definición muy exacta del geode, que es la base de varias aplicaciones conexas, en particular la conversión de mediciones altimétricas al nivel del mar y la topografía del océano. Con la técnica más común, se utiliza la altimetría de radar desde órbitas de altura y estabilidad relativamente elevadas;
- b) deducir la dinámica de la corteza vigilando la ubicación de emplazamientos locales desde satélites en órbitas conocidas y estables; las técnicas comunes son la telemetría láser y los receptores GPS terrestres;



**Figura 4.6. Estratificación de la parte sólida de la Tierra**

- c) deducir la dinámica de las capas más externas de la Tierra (litosfera, manto y mesosfera superior); las técnicas comunes emplean mediciones del campo gravitatorio y sus anomalías realizadas por medio de satélites de órbitas muy bajas, y el rastreo intersatelital;
- d) recopilar información sobre las partes internas del globo (mesosfera inferior, núcleo líquido, núcleo sólido) obtenida mediante observación de la magnetosfera en mediciones satelitales de los campos magnéticos y eléctricos.

En la presente sección se examinan dos conjuntos de misiones, a saber:

- a) las misiones relativas al geoide y al posicionamiento y los movimientos de la corteza (geodesia espacial), y
- b) las misiones relativas a la litosfera y las capas internas (interior de la Tierra).

En el cuadro 4.8 se enumeran las misiones específicas para la parte sólida de la Tierra, bien sea para el interior o para la geodesia.

#### 4.5.1 Geodesia del espacio

La técnica principal para reconstruir el geoide (la superficie equipotencial que podría coincidir exactamente con la superficie oceánica media en equilibrio si los océanos estuviesen calmos y se extendiesen por los continentes) es la altimetría de radar. El resto de la información relativa al geoide se origina en sistemas de posicionamiento precisos en cualquier satélite. Cabe mencionar varios de ellos:

- a) los retroreflectores láser, para medir con exactitud la distancia y frecuencia de cambio del satélite desde la fuente láser en tierra;
- b) el transpondedor a bordo de señales de estaciones transmisoras-receptoras en tierra;
- c) el sistema de seguimiento de microondas bidireccional y de doble frecuencia de estaciones receptoras en tierra;
- d) el GNSS;

- e) los rastreadores de estrellas, utilizados para el control de la actitud satelital, pero también para lograr una orbitografía precisa.

El propósito principal de esos sistemas es permitir la determinación exacta de la órbita según lo requieran algunos instrumentos que realicen la misión satelital, de los cuales los más sensibles son los altímetros y las sondas del limbo. Las ventajas para la misión geodésica derivan del análisis estadístico de los datos. En la presente sección, la atención se centra en la aplicación con el objetivo opuesto: establecer la posición de una estación en tierra suponiendo que se trata de una órbita conocida. A este efecto, se ha creado un Sistema Internacional de Referencia Terrestre para la geodesia del espacio, a fin de reunir y analizar datos en varios centros de coordinación. El sistema incluye varios satélites, enumerados en el cuadro 4.8, cuyo único objetivo es la geodesia del espacio.

#### 4.5.2 Interior de la Tierra

En la actualidad, la representación del geoide es bastante precisa, pese a su complejidad. Con la ayuda de modelos matemáticos que utilizan funciones armónicas esféricas, actualmente la exactitud obtenida es de 1 cm o menos. En la figura 4.7 se presenta una vista actual del geoide. Puede observarse que, en esta imagen, la superficie terrestre no es en absoluto un elipsoide regular, a pesar de que el intervalo vertical de la altura del geoide se sitúa en los 200 m. La regularidad del geoide se ve afectada por ondulaciones de diferentes longitudes de onda, que van desde miles de kilómetros hasta unos pocos cientos. Uno de los objetivos consiste en asociar esas anomalías con el interior de la Tierra, en primer lugar, con la litosfera, debido a su relación con el vulcanismo y los sismos.

Las misiones específicas que estudian el interior de la Tierra realizan observaciones de la gravedad y del gradiente de gravedad, representativas de las capas exteriores (litosfera, manto y

**Cuadro 4.8. Misiones para la observación de la parte sólida de la Tierra**

<i>Sigla</i>	<i>Nombre completo</i>	<i>Organismo responsable</i>	<i>Sistemas de detección</i>
STARLETTE y Stella	Satélite de dimensiones adaptadas con reflectores láser para el estudio de la Tierra, y Stella	CNES	Telemetría láser
LAGEOS 1 y 2	Satélites geodinámico láser 1 y 2	ASI, NASA	Telemetría láser
LARES	Satélite de relatividad láser	ASI	Telemetría láser
GOCE	Satélite explorador de la circulación oceánica y de la gravedad	AEE	Gradiómetro, telemetría láser
GRACE (2 satélites)	Experimento de recuperación gravitatoria y clima	NASA, DLR, CNES	Acelerómetro, telemetría láser, telemetría intersatelital
CHAMP	Minisatélite de carga útil	DLR	Acelerómetro, telemetría láser, magnetómetro
Ørsted	Ørsted	DNSS, CNES, NASA	Magnetómetros
SAC-C	Satélite de aplicaciones científicas – C	CONAE	Magnetómetro
SWARM (3 satélites)	Satélites exploradores del campo magnético terrestre y del medio ambiente	AEE, CNES, CSA	Acelerómetro, detector del campo eléctrico, magnetómetros

Nota:

DNSS: Centro Espacial Nacional de Dinamarca

mesosfera superior), y de los campos magnético y eléctrico, significativos para las capas internas (mesosfera baja, núcleo líquido y núcleo sólido) (véase la figura 4.6). En el cuadro 4.8 figuran las misiones relativas al interior de la Tierra.

#### 4.6 MISIONES DE OBSERVACIÓN DEL TIEMPO ESPACIAL

A pesar de que el término “tiempo espacial” es relativamente reciente, las actividades para su determinación comenzaron con la llegada de la era espacial, si no antes, puesto que el tiempo espacial influye considerablemente en la seguridad de los satélites en órbita y el hombre en el espacio. El conocimiento y la predicción del medio espacial han pasado a ser actualmente un requisito previo para la continuación a largo plazo de las actividades espaciales. Además, cada vez se conocen en más profundidad los efectos del tiempo espacial en las instalaciones en la Tierra.

El tiempo espacial se caracteriza por impulsos electromagnéticos de la banda X a las bandas de radiofrecuencias, fenómenos de partículas energéticas solares, y perturbaciones en la densidad y velocidad del viento solar, como las eyecciones de masa coronal interplanetaria que propagan blobs de plasma. En particular, las modulaciones del viento solar comprimen y moldean la magnetosfera, y este efecto se propaga más abajo a la termosfera y la ionosfera. Las telecomunicaciones e incluso las redes de suministro eléctrico, los dispositivos de canalización y otras redes conductoras en la superficie de la Tierra se ven afectadas (por ejemplo, por corrientes inducidas geomagnéticamente). Los rápidos cambios magnéticos en tierra, que ocurren durante las tormentas geomagnéticas y que se relacionan con el tiempo espacial, también pueden ser importantes para actividades como la cartografía geofísica y la producción de hidrocarburos. Se han detectado correlaciones entre las perturbaciones ionosféricas itinerantes y las ondas gravitatorias atmosféricas en la termosfera.

La vigilancia del tiempo espacial entraña dos aspectos principales: vigilar la emisión electromagnética y solar de partículas, así como el viento solar para caracterizar la fuente de modulación (actividad solar), y observar los efectos de esa actividad en la magnetosfera y en la superficie terrestre.

##### 4.6.1 Vigilancia de la actividad solar

Desde los inicios de la era espacial, se han realizado misiones espaciales para entender la física solar, bien sea desde las órbitas del espacio lejano como de las órbitas de la Tierra.

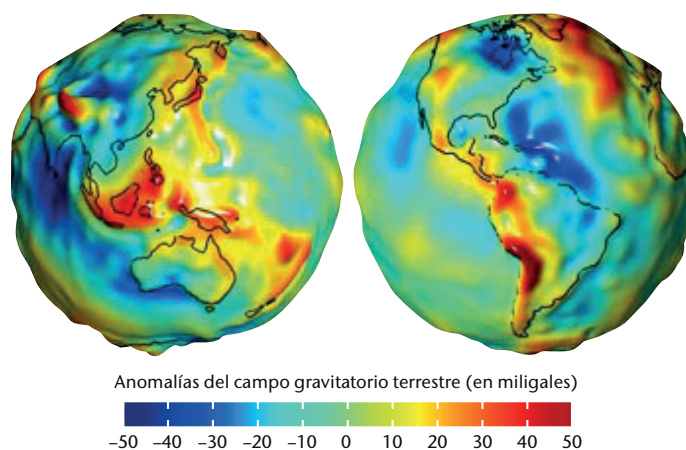


Figura 4.7. Visualización tridimensional de ondulaciones del geoido.  
(1 Gal = 0,01 m/s<sup>2</sup> y 1 mGal ≈ 10<sup>-6</sup> g<sub>0</sub>)

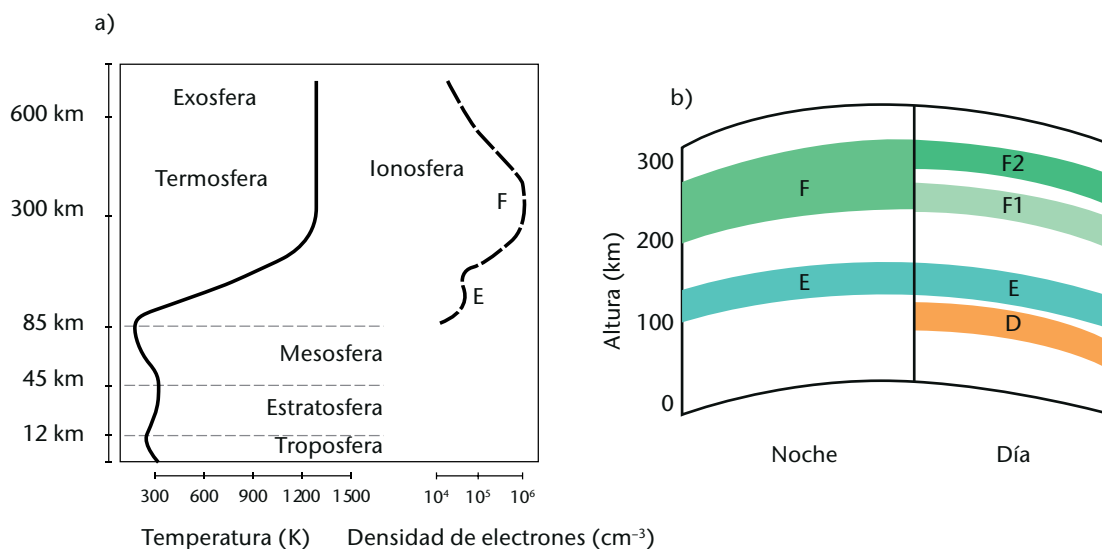


Se lanzaron dos “centinelas” del viento solar, la misión conjunta SOHO, de la NASA y la AEE, y la misión del satélite avanzado explorador de composición (ACE) de la NASA en 1995 y 1998, respectivamente. Los satélites SOHO y ACE se han colocado en el punto Lagrange L1 (a un 1% de la distancia Tierra-Sol desde la Tierra). Desde esa ubicación privilegiada, los dos satélites miden el viento solar y el campo magnético conexo, aproximadamente una hora antes de que lleguen a la Tierra. En 2006, la NASA, en colaboración con varias instituciones científicas, lanzó la misión Observatorio de las relaciones Sol-Tierra (STEREO), dos satélites que se desplazan en la órbita de la Tierra alrededor del Sol, visualizando el Sol desde diversas posiciones con el fin de obtener una panorámica estereoscópica de la dinámica de la eyección de masa coronal y, al mismo tiempo, medir los fenómenos locales, en la posición del satélite, del viento solar.

Varias misiones en la órbita de la Tierra también transportan instrumentos que vigilan continuamente la actividad solar. En el cuadro 4.9 figura una lista de satélites que vigilan la actividad solar desde posiciones en el espacio lejano o en la órbita de la Tierra. Además, algunos satélites meteorológicos geoestacionarios (GOES o la serie FY-4) realizan o realizarán actividades de vigilancia solar.

**Cuadro 4.9. Misiones específicas de vigilancia de la actividad solar**

<i>Sigla</i>	<i>Nombre completo</i>	<i>Organismo responsable</i>	<i>Órbita</i>
ACE	Satélite avanzado explorador de composición	NASA	Punto Lagrange L1
Aditya-1	Aditya-1	ISRO	Órbita terrestre baja, heliosincrónica
DSCOVR	Observatorio climático del espacio lejano	NOAA, NASA	Punto Lagrange L1
Hinode	Hinode (anteriormente llamado SOLAR-B)	JAXA	Órbita terrestre baja, heliosincrónica
IRIS	Espectrógrafo captador de imágenes de la región interfaz	NASA	Órbita terrestre baja, heliosincrónica
Picard	Picard	CNES	Órbita terrestre baja, heliosincrónica
PROBA 1 y 2	Proyecto de autonomía a bordo 1 y 2	AEE	Órbita terrestre baja, heliosincrónica
RHESSI	Captador de imágenes espectroscópico de alta energía solar Reuven Ramaty	NASA	Órbita terrestre baja, inclinación baja
SDO	Observatorio de dinámica solar	NASA	Geosincrónica, inclinación baja
SOHO	Observatorio solar y heliosférico	AEE, NASA	Punto Lagrange L1
Solar Orbiter	Orbitador solar	AEE, NASA	Órbita solar
Solar Probe Plus	Sonda solar Plus	NASA	Órbita solar
STEREO (2 satélites)	Observatorio de las relaciones Sol-Tierra	NASA	Plano eclíptico
TIMED	Misión de observación la energía y dinámica de la termosfera, ionosfera y mesosfera	NASA	Órbita terrestre baja, alta inclinación
WIND	Laboratorio integral del viento solar para mediciones del viento solar a largo plazo	NASA	Punto Lagrange L1



**Figura 4.8. a) Estratificación atmosférica por debajo y por encima de la mesopausa; b) capas de contenido electrónico de mayor densidad. La capa de mayor densidad es la F2, presente día y noche.**

#### 4.6.2 Vigilancia de la magnetosfera y la ionosfera

La termosfera y la ionosfera, más cercanas a la Tierra (véanse las figuras 4.8 a) y b)), son las capas en las que el tiempo espacial es más turbulento. El principal causante del estado de ionización de la ionosfera es la radiación electromagnética solar (radiación ultravioleta extrema y ultravioleta) que, a su vez, está modulada por la actividad solar. La ionosfera se ve afectada por olas, tormentas y perturbaciones en movimiento. Mediante la interacción con tormentas magnéticas, pueden desarrollarse partículas energéticas y corrientes eléctricas que afectan a la propagación radioeléctrica. Cartografiar la densidad de electrones en la "región E" de la ionosfera posibilita la determinación de la conductividad y las corrientes ionosféricas. Cuando se relaciona con datos del campo magnético, esa información permite distinguir el componente interno de dicho campo (debido a la parte sólida de la Tierra) de los componentes externos. Las irregularidades y turbulencias a pequeña escala de la ionosfera pueden provocar la dispersión de ondas radioeléctricas (titileo), que afecta a la fiabilidad de los enlaces radioeléctricos que atraviesan la ionosfera.

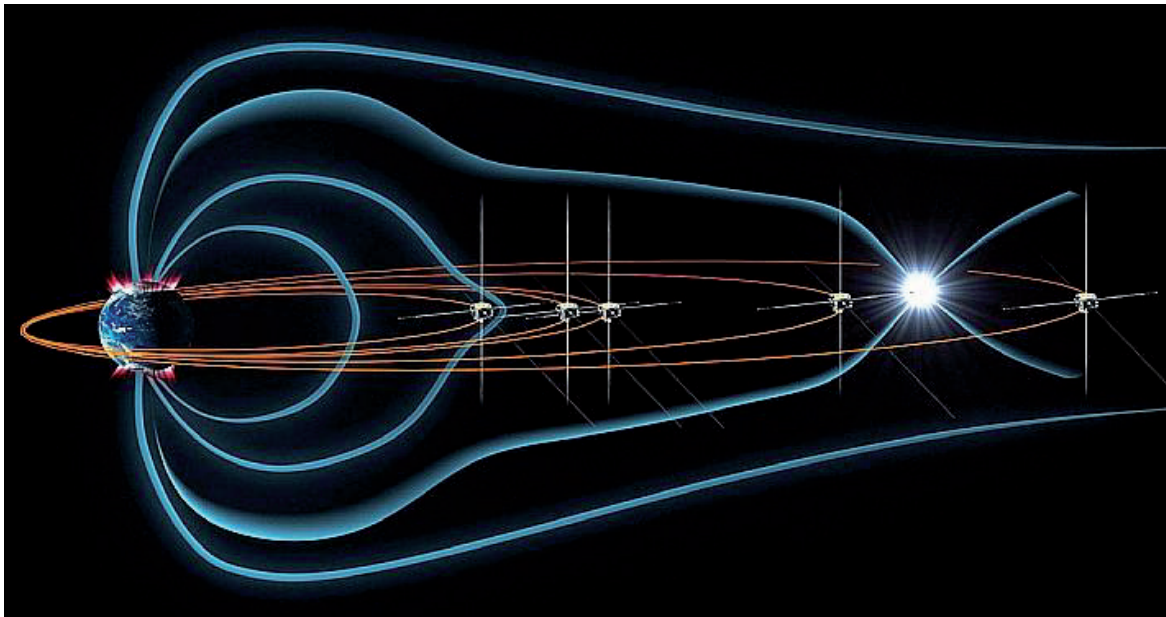
##### 4.6.2.1 Observación de la magnetosfera

Hace ya mucho tiempo que se realizan misiones dedicadas a la magnetosfera. Dos ejemplos destacables de misiones en marcha son el Historial de fenómenos e interacciones a macroescala durante subtormentas (THEMIS) y la Misión multiescala magnetosférica (MMS).

THEMIS es una misión de la NASA que se puso en funcionamiento en 2007. Está formada por una constelación de cinco satélites pequeños en órbitas muy excéntricas que cruzan la magnetosfera en varias altitudes (véase la figura 4.9), correspondiente a períodos de entre 0,8 y 4 días.

THEMIS mide el campo magnético, los campos eléctricos y las partículas cargadas a fin de examinar los procesos físicos en el espacio próximo a la Tierra que provocan erupciones violentas de la aurora durante las subtormentas en la magnetosfera de la Tierra. El sistema también cuenta con varias estaciones en tierra para detectar auroras y medir el campo magnético en superficie.

La misión MMS, desarrollada por la NASA, está compuesta por una constelación de cuatro satélites con órbitas muy excéntricas que se extienden a través de la magnetosfera, al igual que los satélites de la misión THEMIS (véase la figura 4.10). Se utilizan analizadores de plasma,

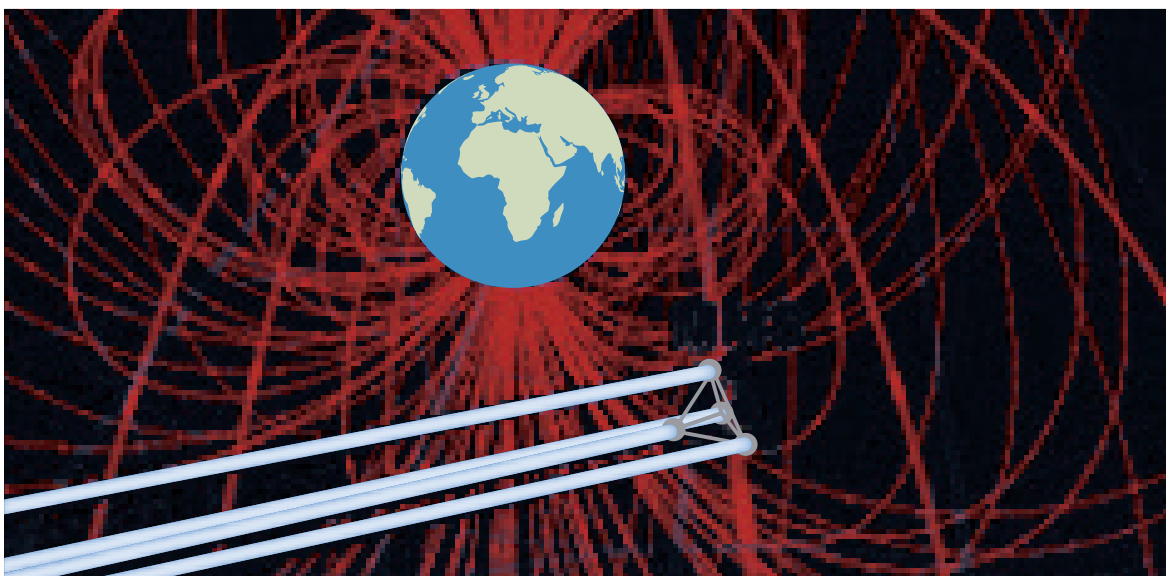


**Figura 4.9.** Órbitas de los cinco satélites THEMIS en la magnetosfera. El indicador blanco representa la energía liberada por una subtormenta magnetosférica.

detectores de partículas energéticas, magnetómetros e instrumentos del campo eléctrico para estudiar la microfísica de la reconexión magnética, motor fundamental del tiempo espacial. En el cuadro 4.10 se enumeran las misiones que estudian específicamente la magnetosfera.

En la sección 4.5 se describen varias misiones en órbita baja que también transportan instrumentos destinados a la observación de la magnetosfera, a saber:

- a) Ørsted: magnetómetro vectorial Fluxgate y magnetómetro escalar Overhauser;
- b) SAC-C: instrumento de medición del campo magnético terrestre/Ørsted-2 (MMP/Ørsted-2);



**Figura 4.10.** Los cuatro satélites de la misión MMS colocados en formación. La configuración tetraédrica permite captar la estructura tridimensional de los sitios de reconexión hallados.

- c) CHAMP: sistema de montaje de magnetómetros (MIAS);
- d) SWARM: magnetómetro absoluto escalar (ASM), magnetómetro vectorial de campo (VFM) e instrumento de medición del campo eléctrico (EFI).

#### 4.6.2.2 **Observación de la ionosfera**

Con la llegada del sondeo por radio ocultación, el perfil de la densidad de electrones en toda la ionosfera se ha convertido en la mejor variable geofísica medible relacionada con el tiempo espacial.

**Cuadro 4.10. Lista incompleta de las misiones que orbitan en la magnetosfera**

<i>Sigla</i>	<i>Nombre completo</i>	<i>Organismo responsable</i>	<i>Órbita</i>
Arctica-M	Arctica-M	RosHydroMet	Órbita Molniya
ARTEMIS	Aceleración, reconexión, turbulencia y electrodinámica de la interacción de la Luna con el Sol	NASA	Órbita lunar
C/NOFS	Sistema de predicción de cortes en la navegación y las comunicaciones	DoD, NASA	Órbita terrestre baja, inclinación baja
CASSIOPE	Minisatélite Cascade y explorador polar ionosférico	CSA	Muy elíptica, inclinación alta, altitud relativamente baja
Cluster (4 satélites)	Cluster	AEE, NASA	Muy elíptica, inclinación polar, vuelo en formación tetraédrica
Geotail	Geotail	JAXA, NASA	Extremadamente elíptica, inclinación baja, atraviesa la órbita lunar
IBEX	Explorador del límite interestelar	NASA	Muy elíptica, inclinación baja
IMAGE (o Explorer 78)	Captador de imágenes para la exploración global de la magnetopausa a la aurora	NASA	Órbita polar de alta excentricidad
Ionozond (5 satélites)	Ionozond	Roscosmos	Cuatro satélites en órbita heliosincrónica, una en órbita de deriva
MMS (4 satélites)	Misión multiescala magnetosférica	NASA	Muy elíptica, inclinación baja, vuelo en formación tetraédrica
SAMPEX (o Explorer 68)	Explorador de partículas solares anómalas y magnetosféricas	NASA	Órbita polar
THEMIS (5 satélites)	Historial de fenómenos e interacciones a macroescala durante subtormentas	NASA	Muy elíptica, inclinación baja, apogeos en cinco alturas diferentes
TWINS (2 satélites)	Dos espectrómetros captadores de imágenes de gran ángulo de átomos neutros	NASA, Fuerza Aérea de Estados Unidos	Órbita Molniya
VAP (2 satélites)	Sonda Van Allen (antiguamente llamada RBSP, Misión de sondas de tormentas del cinturón de radiación)	NASA	Muy elíptica, inclinación baja, atraviesa los cinturones de radiación

La señal de satélites de navegación (GPS, GLONASS, Compass, Galileo) se ve afectada por la rotación del campo eléctrico y el retraso inducido por la ionosfera. A fin corregir ese efecto, se utilizan por lo menos dos frecuencias (que ahora pasan a ser tres): ~1 180 GHz, ~1 580 GHz y, posiblemente, ~1 250 GHz. Al diferenciar las dos (o tres) señales, se obtiene información sobre:

- a) el contenido total de electrones;
- b) el perfil de densidad de los electrones.

El contenido total de electrones, aunque integrado transversalmente, se mide para alturas tangentes cambiantes; por lo tanto, es posible rehacer el perfil vertical por tomografía. Se están colocando varias cargas útiles por radio ocultación, tanto en satélites con fines múltiples como en instalaciones especializadas (como la constelación COSMIC).

Los altímetros de radar también realizan observaciones del contenido total de electrones utilizando dos frecuencias, por lo general ~13,5 GHz y ~5,3 GHz. La cobertura solamente está en el nadir y no es posible la tomografía; sin embargo, puesto que las misiones de altimetría suelen orbitar a una altura elevada (a 1 336 km en el caso de JASON, por ejemplo), la medición incluye la parte inferior de la plasmasfera (la capa que está encima de la termosfera, de ~1 000 a ~40 000 km de altura).

El contenido total de electrones también puede medirse directamente mediante análisis del retardo de fase de las dos o tres frecuencias transmitidas por un satélite GNSS y recibidas por un satélite en órbita terrestre baja. En ese caso, el contenido total de electrones se observa en el sentido de la trayectoria del satélite GNSS (altura de la órbita de ~20 000 km) al satélite en órbita terrestre baja (altura de la órbita de ~800 km), por consiguiente, en la plasmasfera media. El número de satélites GNSS disponibles es bastante elevado: ~24 en el caso de los sistemas GPS y GLONASS, ~30 en el caso de Galileo, ~35 en el caso de Compass, para un total de aproximadamente 110 y una distribución mundial equitativa.

#### 4.6.2.3 ***Observación del medio espacial desde satélites meteorológicos operativos***

Las constelaciones de satélites meteorológicos operativos contribuyen sustancialmente a la vigilancia del tiempo espacial. En muchos casos, se centra la atención en la detección in situ de fenómenos de partículas energéticas, que son una amenaza para los sistemas electrónicos a bordo y otros subsistemas sensibles a la radiación corpuscular. En muchos casos, también se miden los campos magnéticos y eléctricos, así como la actividad solar. Sin embargo, las órbitas de satélites meteorológicos no satisfacen todas las necesidades de la vigilancia del medio espacial: por ejemplo, no puede abarcarse el intervalo de altura de 90 a 300 km y las órbitas heliosincrónicas no pueden captar el ciclo diurno, lo que introduce un error sistemático de muestreo. No obstante, la disponibilidad continua y a largo plazo de un número elevado de satélites meteorológicos es una aportación valiosa para la vigilancia del tiempo espacial.

En el cuadro 4.11 figura la información disponible de series de satélites meteorológicos operativos relacionados con el tiempo espacial. Se han omitido las cargas útiles de radio ocultación (véase la sección 4.2.2).

**Cuadro 4.11. Misiones meteorológicas operativas que transportan instrumentos para estudiar el tiempo espacial**

<i>Serie de satélites</i>	<i>Carga útil para la vigilancia in situ del medio espacial</i>
GOES 11 a 15	Aparato de observación del medio espacial (SEM): serie de instrumentos para partículas cargadas, rayos X solar y campo magnético Captador de imágenes de rayos X solares (SXI)
GOES R, S, T, U	Serie de sensores <i>in situ</i> del medio espacial (SEISS) de partículas cargadas en viento solar y rayos cósmicos Sensores de irradiancia en el ultravioleta extremo y rayos X (EXIS) Generador de imágenes solares en el ultravioleta (SUVI) Magnetómetro (MAG)
Electro-L Electro-M	Complejo de instrumentos heliogeofísicos (GGAK-E) para la medición de partículas cargadas del viento solar y rayos cósmicos
FY-2	SEM para la medición de partículas cargadas del viento solar
FY-4	SEM para la medición de partículas cargadas del viento solar Telescopio captador de imágenes solares en el ultravioleta extremo y rayos X (SXEUV): telescopio para la medición de rayos X y radiación ultravioleta extrema entrantes procedentes del Sol
NOAA 15 a 19 Metop A, B	SEM/2 para la detección de la energía media y el total de protones de energía
JPSS	SEM del Sistema nacional de satélites medioambientales operativos de órbita polar (SEM-N), con inclusión de un espectrómetro de electrones e iones precipitados, un espectrómetro de partículas de energía media y detectores omnidireccionales de partículas de alta energía
DMSP F16 to S20	Medidor de centelleo de iones y electrones con sensor especial (SSIES) Espectrómetro de electrones e iones precipitados con sensor especial (SSJ5) Magnetómetro con sensor especial (SSM): Generador de imágenes del limbo en el ultravioleta con sensor especial (SSULI) Generador de imágenes espectrográfico en el ultravioleta con sensor especial (SSUSI)
Meteor-M	Complejo de sistemas de vigilancia geofísica (GGAK-M), con inclusión de: Espectrómetro para mediciones geoactivas (MSGI-MKA) Sistema de vigilancia de la radiación (KGI-4C)
Meteor-MP	Complejo de sistemas de vigilancia geofísica, mejorado después del GGAK-M (GGAK-MP)
FY-3 A, B	SEM para la medición de partículas cargadas del viento solar
FY-3 C a G	Serie del medio espacial (SES), con inclusión de: SEM, como en el FY-3A y el FY-3B Generador de imágenes aurorales de campo amplio (WAI) Fotómetro ionosférico (IPM)

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 5. OBSERVACIÓN DE VARIABLES GEOFÍSICAS DESDE EL ESPACIO .....	1066
5.1 Introducción .....	1066
5.1.1 Niveles de procesamiento .....	1066
5.1.2 Calidad de los productos .....	1066
5.1.2.1 Volúmenes atmosféricos (aplicable a las observaciones tridimensionales) .....	1067
5.1.2.2 Resolución horizontal .....	1068
5.1.2.3 Resolución vertical .....	1068
5.1.2.4 Ciclo de observación .....	1069
5.1.2.5 Exactitud (raíz cuadrática media) .....	1070
5.1.2.6 Puntualidad .....	1071
5.1.3 Evaluación de la calidad de los productos de satélite .....	1071
5.2 Variables atmosféricas básicas tridimensionales y bidimensionales .....	1071
5.2.1 Temperatura atmosférica .....	1072
5.2.2 Humedad específica .....	1072
5.2.3 Viento (horizontal) .....	1073
5.2.4 Vector viento en la superficie (horizontal) .....	1074
5.2.5 Altura de la cima de la capa límite planetaria .....	1074
5.2.6 Altura de la tropopausa .....	1074
5.2.7 Temperatura de la tropopausa .....	1075
5.3 Variables de nube y precipitación .....	1075
5.3.1 Temperatura de la cima de la nube .....	1075
5.3.2 Altura de la cima de la nube .....	1075
5.3.3 Tipo de nube .....	1076
5.3.4 Nubosidad .....	1076
5.3.5 Altura de la base de la nube .....	1077
5.3.6 Profundidad óptica de la nube .....	1077
5.3.7 Agua líquida de nube .....	1077
5.3.8 Radio efectivo de la gota de nube .....	1077
5.3.9 Hielo de nube .....	1078
5.3.10 Radio efectivo del hielo de nube .....	1079
5.3.11 Altura del nivel de congelación de las nubes .....	1079
5.3.12 Profundidad de la capa de fusión de las nubes .....	1079
5.3.13 Precipitación (líquida o sólida) .....	1080
5.3.14 Intensidad de la precipitación en la superficie (líquida o sólida) .....	1080
5.3.15 Precipitación acumulada (en 24 horas) .....	1081
5.3.16 Detección de relámpagos .....	1081
5.4 Aerosoles y radiación .....	1081
5.4.1 Profundidad óptica de aerosoles .....	1082
5.4.2 Concentración de aerosoles .....	1082
5.4.3 Radio efectivo de aerosoles .....	1083
5.4.4 Tipo de aerosol .....	1083
5.4.5 Ceniza volcánica .....	1084
5.4.6 Irradiancia solar descendente en la capa superior de la atmósfera .....	1084
5.4.7 Radiancia espectral ascendente en la capa superior de la atmósfera .....	1084
5.4.8 Irradiancia de onda larga ascendente en la capa superior de la atmósfera .....	1084
5.4.9 Irradiancia de onda corta ascendente en la capa superior de la atmósfera .....	1085
5.4.10 Reflectancia de la nube de onda corta .....	1085
5.4.11 Irradiancia de onda larga descendente en la superficie terrestre .....	1085
5.4.12 Irradiancia de onda corta descendente en la superficie terrestre .....	1085
5.4.13 Albedo de la superficie terrestre .....	1085
5.4.14 Reflectancia bidireccional de onda corta de la superficie terrestre .....	1086
5.4.15 Irradiancia de onda larga ascendente en la superficie terrestre .....	1086
5.4.16 Emisividad de onda larga de la superficie terrestre .....	1086
5.4.17 Radiación activa de fotosíntesis .....	1086
5.4.18 Fracción de radiación activa de fotosíntesis absorbida .....	1087
5.5 Océano y hielo marino .....	1087
5.5.1 Concentración de clorofila en el océano .....	1087



5.5.2	Materia orgánica disuelta coloreada	1088
5.5.3	Concentración de sedimentos suspendidos en el océano	1088
5.5.4	Coeficiente de atenuación difusa en el océano	1088
5.5.5	Capa de derrame del petróleo	1088
5.5.6	Temperatura de la superficie del mar	1089
5.5.7	Salinidad de la superficie del mar	1089
5.5.8	Topografía de la dinámica del océano	1089
5.5.9	Nivel del mar en la costa (marea)	1089
5.5.10	Altura significativa de las olas	1090
5.5.11	Dirección dominante de la ola	1090
5.5.12	Período dominante de la ola	1090
5.5.13	Espectro de la frecuencia de la energía direccional de la ola	1090
5.5.14	Capa de hielo marino	1090
5.5.15	Espesor del hielo marino	1091
5.5.16	Tipo de hielo marino	1091
5.6	Superficie terrestre (incluida la nieve)	1092
5.6.1	Temperatura de la superficie terrestre	1092
5.6.2	Humedad del suelo en superficie	1093
5.6.3	Humedad del suelo (en la región de raíces)	1093
5.6.4	Fracción de tierra con vegetación	1093
5.6.5	Tipo de vegetación	1093
5.6.6	Índice de superficie foliar	1094
5.6.7	Índice de vegetación por diferencias normalizadas	1094
5.6.8	Capa fraccionaria de superficie incendiada	1094
5.6.9	Temperatura del incendio	1095
5.6.10	Energía radiativa del incendio	1095
5.6.11	Estado de la nieve (húmedo/seco)	1095
5.6.12	Capa de nieve	1095
5.6.13	Equivalente en agua de la nieve	1096
5.6.14	Tipo de suelo	1096
5.6.15	Corteza terrestre	1096
5.6.16	Topografía de la superficie terrestre	1097
5.6.17	Cobertura glaciárica	1097
5.6.18	Topografía del glaciar	1097
5.7	Parte sólida de la tierra	1098
5.7.1	Geoide	1098
5.7.2	Posicionamiento de las placas corticales	1098
5.7.3	Movimiento cortical (horizontal y vertical)	1098
5.7.4	Campo gravitatorio	1099
5.7.5	Gradientes de gravedad	1099
5.8	Química atmosférica	1099
5.8.1	Ozono (O <sub>3</sub> )	1100
5.8.2	Monóxido de bromo (BrO)	1100
5.8.3	Acetileno (C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> )	1101
5.8.4	Etano (C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> )	1101
5.8.5	Triclorofluorometano (CFC-11 = Freon-11)	1101
5.8.6	Diclorodifluorometano (CFC-12 = Freon-12)	1101
5.8.7	Formaldehído (CH <sub>2</sub> O = HCHO)	1102
5.8.8	Metano (CH <sub>4</sub> )	1102
5.8.9	Monóxido de cloro (ClO = hipoclorito)	1102
5.8.10	Nitrato de cloro (ClONO <sub>2</sub> )	1103
5.8.11	Monóxido de carbono (CO)	1103
5.8.12	Dióxido de carbono (CO <sub>2</sub> )	1103
5.8.13	Sulfuro de carbonilo (COS)	1104
5.8.14	Vapor de agua (H <sub>2</sub> O)	1104
5.8.15	Cloruro de hidrógeno (HCl)	1105
5.8.16	Agua semipesada (HDO)	1105
5.8.17	Ácido nítrico (HNO <sub>3</sub> )	1105
5.8.18	Óxido nitroso (N <sub>2</sub> O)	1106

	<i>Página</i>
5.8.19 Pentóxido de dinitrógeno ( $N_2O_5$ )	1106
5.8.20 Óxido nítrico (NO)	1107
5.8.21 Dióxido de nitrógeno ( $NO_2$ )	1107
5.8.22 Radical hidroxilo (OH)	1108
5.8.23 Nitrato de peroxiacetilo (PAN)	1108
5.8.24 Ocurrencia de nubes estratosféricas polares	1108
5.8.25 Hexafluoruro de azufre ( $SF_6$ )	1108
5.8.26 Dióxido de azufre ( $SO_2$ )	1109
5.9 Tiempo espacial	1109
5.9.1 Contenido total de electrones en la ionosfera	1111
5.9.2 Densidad de electrones	1111
5.9.3 Campo magnético	1111
5.9.4 Campo eléctrico	1112
ANEXO. CALIDAD ALCANZABLE DE LOS PRODUCTOS SATELITALES	1113

## **CAPÍTULO 5. OBSERVACIÓN DE VARIABLES GEOFÍSICAS DESDE EL ESPACIO**

### **5.1 INTRODUCCIÓN**

En el presente capítulo se ofrece un panorama general de las variables geofísicas que pueden observarse desde el espacio, así como de los resultados que cabe esperar de los métodos utilizados para derivarlos. Los resultados se miden teniendo en cuenta el principio físico que se aplica en cada técnica de medición empleada, así como la tecnología de instrumentos más moderna en el momento en que se redactó el presente documento y en el futuro previsible. Se formulan supuestos para proporcionar la estimación más representativa en cada caso. Las cifras no reflejan necesariamente la capacidad real de un determinado instrumento, aunque permiten ilustrar los resultados relativos de las diferentes técnicas de teledetección.

#### **5.1.1 Niveles de procesamiento**

A los efectos de esta Guía, la atención se centra en las variables geofísicas que pueden obtenerse al procesar los resultados de un solo instrumento o un conjunto de instrumentos estrechamente vinculados. La derivación de productos puede implicar el uso de algoritmos, modelos físicos o estadísticos complejos e información de apoyo de fuentes externas, bien sea complementarias (necesarias para el procesamiento) o auxiliares (para posibilitar el procesamiento). En el presente capítulo se hace hincapié en los productos que pueden derivarse con una cantidad de información externa limitada, cuando esta cumple solamente una función menor comparada con los datos de los instrumentos de satélites, y no se puede introducir ningún error sistemático significativo mediante un modelo. Por ejemplo, la modelización del fenómeno físico que controla la variable, los modelos de transferencia radiativa y los modelos de extracción por inversión son objeto de estudio de este capítulo; no lo serán, por ejemplo, las asimilaciones que combinan varias mediciones y campos de fondo, en que se unen la física del fenómeno y la dinámica del modelo hasta un punto en que la aportación del satélite al producto obtenido es apenas reconocible, y que pueden tener errores sistemáticos introducidos por el modelo utilizado.

En el presente capítulo se examinarán los productos de nivel 2 y algunos de nivel 3 y 4, mediante una metodología bien establecida y reconocida (véanse los niveles de proceso descritos en el capítulo 2 de la parte III (cuadro 2.11 de la sección 2.3.2.6)).

#### **5.1.2 Calidad de los productos**

En cuanto a las imágenes satelitales utilizadas directamente para la interpretación humana, pueden tenerse en cuenta varios criterios de calidad, entre los que cabe mencionar la resolución espacial, la exactitud de la geolocalización, la estabilidad de la calibración en imágenes consecutivas y la constancia del color a la hora de caracterizar una propiedad determinada en la escena observada en el caso de imágenes compuestas rojas, verdes y azules. En el presente capítulo, no se examinarán más detalladamente los componentes de la calidad del producto de la imagen.

En este capítulo se analizará la calidad de los productos cuantitativos con cifras que pueden utilizarse en procedimientos automáticos y modelos numéricos. Dicho análisis podrá compararse luego con las necesidades de los mismos productos.

La calidad de los productos se determina por:

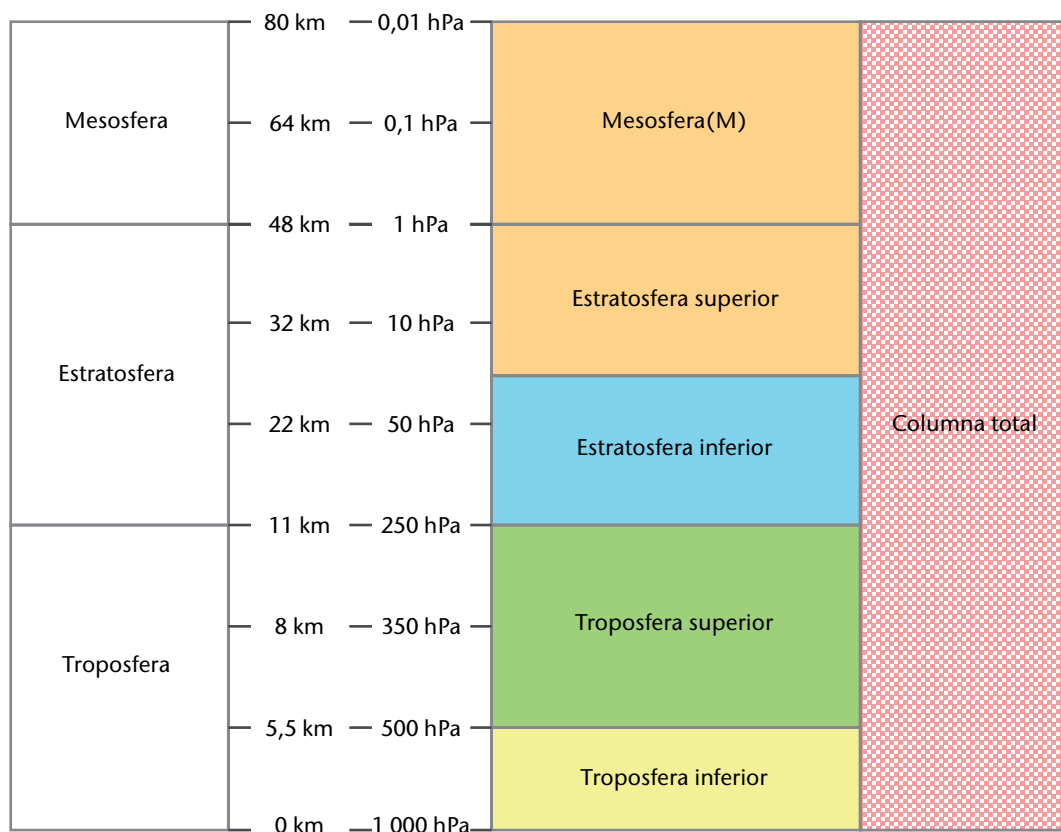
- a) el volumen atmosférico (en el caso de perfiles verticales);
- b) la resolución horizontal ( $\Delta x$ );

- c) la resolución vertical ( $\Delta z$ ) (en el caso de perfiles verticales);
- d) el ciclo de observación ( $\Delta t$ );
- e) la exactitud (raíz cuadrática media), y
- f) la puntualidad ( $\delta$ ).

### 5.1.2.1 Volúmenes atmosféricos (aplicable a las observaciones tridimensionales)

Las necesidades de los usuarios pueden diferir según la capa de la atmósfera objeto de estudio. En la figura a continuación se proporcionan las definiciones de los volúmenes atmosféricos utilizados en la base de datos de la Organización Meteorológica Mundial sobre necesidades de observación.

Si bien las necesidades de los usuarios pueden variar progresivamente al desplazarse en la vertical, la calidad de los productos obtenidos por satélite cambia paulatinamente con la altura, principalmente en función del gradiente vertical de la cantidad, obteniéndose mejores resultados en los gradientes más pronunciados. Un cambio repentino ocurre cuando la resolución vertical requerida no puede obtenerse con instrumentos de exploración a través del nadir y cuando se impone la exploración del limbo. Para mayor simplicidad, se examinarán los diferentes comportamientos de los productos de la troposfera, la estratosfera y la columna atmosférica total (si procede). Se sabe que la calidad disminuirá lentamente a mayor altura en la troposfera y también en la estratosfera. La calidad de los productos solo se cita por encima de una altura de 1 km; a menos de 1 km, la exactitud es demasiado irregular y difícil de calcular.



**Volúmenes atmosféricos definidos por los usuarios. La estratosfera superior y la mesosfera van juntas. Las alturas y presiones son cualitativas y se refieren a la media anual en las latitudes medias. La capa límite planetaria forma parte de la estratosfera baja.**

### 5.1.2.2 **Resolución horizontal**

La resolución horizontal ( $\Delta x$ ) es la circunvolución de varios elementos (distancia de muestreo, grado de independencia de la información relativa a muestreos próximos, función de dispersión puntual, etc.). Para mayor simplificación, se suele convenir en la distancia de muestreo entre dos valores de productos sucesivos que contienen información independiente.

Las funciones de los instrumentos controlan la resolución horizontal de la variable geofísica medida (principalmente, el campo de visión instantáneo (IFOV), la distancia de muestreo o píxel y la función de transferencia de modulación), así como el sistema de procesamiento que puede estar diseñado para tener en cuenta los efectos de interferencia (entre otros, nubes en el IFOV). Por ejemplo, si las nubes impiden que la medición sea útil, podría ser conveniente procesar gamas de píxeles buscando o extrapolando la medición menos contaminada en la célula de tamaño  $\Delta x$ . El número de píxeles que se procesen conjuntamente dependerá del intervalo espectral utilizado para realizar la medición (por ejemplo, a uno en el caso de microondas en todas las condiciones meteorológicas) y de la información espectral disponible (cuando se dispone de más canales espectrales, se necesita un conjunto más pequeño de píxeles). Un caso extremo es cuando se necesita una gama mayor de píxeles (por ejemplo, 32 x 32) para caracterizar la variable geofísica (un ejemplo de ello es la inferencia de los vectores de movimiento atmosféricos del desplazamiento de gamas de píxeles muy nubosas de estrecha correlación en dos imágenes y en diferentes momentos).

En el caso de parámetros como la nubosidad o la capa de nieve se necesita un número suficiente de muestreos (píxeles) en la célula  $\Delta x \cdot \Delta x$  para obtener la exactitud requerida. Por lo que respecta a las mediciones de la superficie afectadas por nubes de variables de evolución lenta (como la nieve), podrá ser necesario efectuar un análisis multitemporal atento a que las nubes se desplacen (esto sería un producto de nivel 3). Por lo general, la resolución horizontal puede compensarse con la exactitud dentro de unos límites durante la generación del producto. A menudo, la resolución horizontal del producto es mayor que un solo píxel con el propósito de reforzar la relación señal-ruido (SNR) para cumplir con los requisitos de exactitud del producto.

En cuanto a los instrumentos de exploración a través del nadir, el IFOV o tamaño del píxel aumenta desde el punto de proyección del satélite hacia el borde de la franja; por lo tanto, la calidad de la resolución horizontal del producto debe promediarse en toda la franja del instrumento.

En el caso de los exploradores cónicos, la resolución en el barrido longitudinal es constante, aunque la resolución transversal disminuye por el coseno del ángulo acimutal (el IFOV es casi elíptico). Es importante tener en cuenta la media cuadrática en la exploración longitudinal y transversal, así como la elongación del IFOV en el sentido longitudinal, debido al movimiento de la línea de exploración durante el tiempo de integración de la medición. Si se utiliza una sola antena para varias frecuencias, la resolución cambiará con la frecuencia en razón de la difracción.

Por lo que respecta al sondeo del limbo, la resolución horizontal está determinada por la geometría de visualización. La trayectoria atmosférica puede extenderse físicamente unos miles de kilómetros, pero la trayectoria efectiva (que presenta una mayor densidad atmosférica alrededor de la altura de la tangente) es de aproximadamente 300 km en sentido longitudinal. En sentido transversal a la dirección de visión, pese a que el IFOV puede ser mucho más estrecho (decenas de kilómetros), la resolución del producto está determinada por el número de vistas del acimut (en la mayoría de los casos solo una, anterior o posterior). Para mayor simplicidad, se adopta 300 km como la típica resolución horizontal de las mediciones del limbo.

### 5.1.2.3 **Resolución vertical**

La resolución vertical ( $\Delta z$ ) también está definida por la distancia de muestreo vertical entre dos valores de producto sucesivos que contienen información independiente.

La resolución vertical del producto depende del principio de detección, el intervalo espectral del instrumento y el número de canales o resolución espectral. La función de ponderación

puede ampliarse más o menos en la vertical de acuerdo con la resolución y el intervalo espectral (empeora en las microondas y mejora en los intervalos ópticos). Además, los canales espectrales pueden ser lo suficientemente estrechos para observar líneas de gases absorbentes/emisores o algunas líneas o bandas de líneas. Si se incluyen varias líneas en el canal, la función de ponderación se ampliará, ya que permitirá promediar la emisión de la superficie entre las líneas (alcanzando un máximo en la atmósfera baja) y la emisión atmosférica en las líneas (alcanzando un máximo en altitudes elevadas). En general, el poder de resolución  $\lambda/\Delta\lambda \approx 100$  posibilita la obtención de perfiles verticales de la temperatura con una resolución vertical elevada, de aproximadamente 2 km;  $\lambda/\Delta\lambda \approx 1\,000$  permite la obtención de perfiles de temperatura con una resolución vertical mayor, de aproximadamente 1 km, además de la extracción de la columna total de gases traza; se necesita  $\lambda/\Delta\lambda \approx 10\,000$  para perfiles de gases traza. La densidad del gas influye en la resolución vertical alcanzable, de modo que, a mayor altura, la resolución vertical de la medición disminuye, siendo inaceptable en la estratosfera media y alta.

Cabe señalar que la función de ponderación fluctúa en altitudes más elevadas, conforme el ángulo de visión del instrumento se desplaza del nadir al borde de la franja. Ello se debe a una longitud más larga de la trayectoria a través de la atmósfera, con un ángulo de visión más amplio. El factor de transmisión es una función exponencial del número de moléculas de absorción en la trayectoria de la radiación liberada; un ángulo más oblicuo supone una mayor probabilidad de hallar más moléculas en la atmósfera alta y, por consiguiente, la función de ponderación aumenta con la altitud.

La resolución vertical depende de la sensibilidad de la longitud de onda a la temperatura. La sensibilidad del infrarrojo a la temperatura es mayor en el intervalo del infrarrojo de onda media (alrededor de 3 a 6  $\mu\text{m}$ ); por lo tanto, las funciones de ponderación son más reducidas en la troposfera inferior y muy amplias en la troposfera alta y estratosfera. Las ondas cortas son menos sensibles a la temperatura; así pues, la resolución vertical es relativamente homogénea con la altura. Las microondas son relativamente más sensibles a temperaturas frías y la resolución vertical es relativamente aceptable en la estratosfera.

En la estratosfera y por encima de esta, la resolución vertical alcanzable mediante exploración a través del nadir es baja. El barrido del limbo proporciona mejor resolución vertical; se realiza mediante la exploración mecánica en la vertical (IFOV angular junto con la frecuencia de barrido) y se encuentra en el intervalo de 1 a 3 km (lo que no es viable mediante exploración a través del nadir). La resolución vertical que se obtiene por sondeo del limbo disminuye con la altura, ya que la relación señal-ruido se reduce con una menor concentración de gases. Los instrumentos de ocultación (en particular, de radio ocultación) tienen una resolución vertical que está determinada por la frecuencia de muestreo durante la fase de ocultación. Durante el procesamiento en tierra, un algoritmo realiza cierta integración vertical para compensar la exactitud del producto.

#### 5.1.2.4 **Ciclo de observación**

El ciclo de observación ( $\Delta t$ ) es el tiempo requerido para alcanzar la cobertura global (en el caso de la órbita terrestre baja (LEO)) o la cobertura total del disco (en el caso de la órbita geoestacionaria (GEO)). Está estrechamente vinculado a la capacidad de exploración del instrumento y a las características de la órbita. En el capítulo 3 de la parte III (sección 3.1.1), se ha examinado exhaustivamente la relación entre el ciclo de observación y el mecanismo de exploración. No obstante, es probable que el ciclo de observación de los instrumentos no coincida con el ciclo de observación del producto, ya que no todas las observaciones realizadas durante un ciclo de observación del instrumento pueden ser útiles para un producto dado. Por ejemplo, un producto cartografiado en cielo despejado puede mostrar demasiadas lagunas debido a observaciones afectadas por la nubosidad. Por consiguiente, el ciclo efectivo de observación del producto es una solución intermedia entre el ciclo de observación teórico mínimo, que tendrá muchas lagunas, y el análisis multitemporal, que reduce el ciclo de observación del producto, pero genera un campo de productos más regular (mediante el proceso de nivel 3). En la solución intermedia se tiene en cuenta la sensibilidad de la banda espectral al factor de perturbación y la variabilidad temporal intrínseca del parámetro geofísico

deseado (que quizás no tolere los retrasos que conlleva el análisis multitemporal). En otro ejemplo, probablemente será necesario efectuar un análisis multitemporal para recolectar suficiente señal cuando no se pueda conseguir con facilidad la exactitud requerida del producto.

Para la mayoría de las variables meteorológicas, el ciclo de observación requerido impide el análisis multitemporal. La solución está al nivel de sistemas, estableciendo el número de satélites disponibles para medir la variable geofísica. Un ciclo de observación mundial inferior a 12 horas (para mediciones en el infrarrojo y en microondas) o a 24 horas (para mediciones en ondas cortas) exige el uso de más satélites en órbitas regularmente espaciadas. En el caso de un ciclo de 3 horas, se requieren cuatro satélites, siempre y cuando la amplitud de la franja del instrumento equivalga a la separación (captadores de imágenes en el visible y el infrarrojo, por ejemplo). Para completar un ciclo de 3 horas con instrumentos de franja limitada (como los radiómetros de microondas de la Misión Mundial de Medición de la Precipitación) se necesitan ocho satélites.

El ciclo de observación se puede acortar a costa de la cobertura mundial utilizando órbitas de inclinación baja. El límite extremo es un ciclo  $\Delta t$  inferior a un período orbital para una órbita casi ecuatorial de este a oeste. No se cubrirán latitudes fuera del alcance de la banda del instrumento.

Por lo que respecta a los satélites en órbita geoestacionaria, el ciclo de observación depende del ciclo de actualización del instrumento. Puede ser una cuestión de minutos si la observación no se ve afectada por la presencia de nubes; de lo contrario, será necesario un análisis multitemporal. Una constelación de seis satélites en órbita geoestacionaria regularmente espaciados proporciona una cobertura de todas las latitudes inferiores a  $55^\circ$ , que aumenta hasta  $70^\circ$  y más en el caso de longitudes próximas a las de las seis ubicaciones de la órbita geoestacionaria.

Es poco frecuente que los instrumentos con visión únicamente al nadir (no exploratorios) proporcionen cobertura mundial. Lo mismo sucede con los instrumentos de barrido del limbo, en particular de radio ocultación (véase el capítulo 3 de la parte III (sección 3.1.1)). En el caso de estos instrumentos, el ciclo de observación es difícil de definir.

#### 5.1.2.5 **Exactitud (raíz cuadrática media)**

Por exactitud se entiende la "proximidad entre un valor medido y un valor verdadero de un mesurando" (*Vocabulario Internacional de Metrología. Conceptos fundamentales y generales, y términos asociados (VIM)*, Comité Conjunto para las Guías en Metrología, 200:2012). La expresión cuantitativa correspondiente a la exactitud es la incertidumbre (véase el capítulo 1 de la parte 1 (sección 1.6.2)). Es el resultado combinado de varios elementos del instrumento: error aleatorio, error sistemático, sensibilidad, precisión, etc. En esta parte (sobre observaciones desde el espacio), la incertidumbre suele caracterizarse por el intervalo de error de la raíz cuadrática media, esto es, la diferencia de esta raíz (observada, valores verdaderos) de la medición. La incertidumbre de una observación obtenida por satélite de una variable geofísica está dada por el principio físico que vincula la medición del satélite con la variable observada y, en particular, por la sensibilidad de la medición a las variaciones de esta variable.

La resolución radiométrica es, por consiguiente, un factor determinante de la incertidumbre del producto. Puede caracterizarse por la diferencia de temperatura equivalente en ruido (o por la relación señal-ruido, o la radiancia espectral equivalente en ruido, definidas en el capítulo 3 de la parte III (sección 3.1.4)). No obstante, la incertidumbre del producto también se ve significativamente afectada por el algoritmo de extracción y por la compensación con otras funciones de calidad ( $\Delta x$ ,  $\Delta z$  y  $\Delta t$ ). Además, la naturaleza del objetivo (intensidad de la señal emitida o dispersada), la sensibilidad de la técnica de detección a la variable geofísica y el grado de eficacia para excluir los factores de perturbación (como las nubes) influyen considerablemente en la incertidumbre del producto final.

Por lo que respecta a nuevos instrumentos, evaluar la incertidumbre exige estudios de sensibilidad basados en simulaciones complicadas.

En esta parte, la incertidumbre del producto se estima a partir de los resultados de instrumentos pasados y actuales, así como de la simulación de instrumentos previstos. Hay en las estimaciones



de instrumentos pasados y actuales cierta validación de la exactitud del producto obtenida por satélite (examinada en el capítulo 6 de la parte III); para los futuros instrumentos se realiza un cálculo teórico.

#### 5.1.2.6 **Puntualidad**

La puntualidad ( $\delta$ ) es el tiempo transcurrido entre el momento en que se realiza la observación y la disponibilidad del producto, teniendo en cuenta las actividades de rutina. La puntualidad depende de las instalaciones de transmisión del satélite, la disponibilidad de estaciones de adquisición, el tiempo de procesamiento requerido para generar el producto y la gestión general de los datos.

En la presente Guía, no se ha evaluado la puntualidad  $\delta$  de diversos productos debido a que es una característica del sistema que no solo depende del instrumento.

#### 5.1.3 **Evaluación de la calidad de los productos de satélite**

El presente capítulo ofrece un panorama general de los productos de satélite que podrían obtenerse con instrumentos actuales o futuros para las variables geofísicas de las ocho categorías siguientes:

- a) variables atmosféricas básicas (tridimensionales y bidimensionales);
- b) variables de nubes y precipitación;
- c) aerosoles y radiación;
- d) océano y hielo marino;
- e) superficie terrestre (incluida la nieve);
- f) parte sólida de la Tierra;
- g) química atmosférica;
- h) tiempo espacial.

Esta lista de productos de observación se limita a las variables geofísicas “básicas”, no incluye productos que puedan derivarse de otros productos.

Para cada producto de satélite, los principios de la teledetección aplicables se indican con las posibles condiciones o limitaciones de observación. El anexo a este capítulo contiene una evaluación de la calidad alcanzable en términos de error de la raíz cuadrática media<sup>1</sup>,  $\Delta x$ ,  $\Delta z$  y  $\Delta t$ , sobre la base de las características de instrumentos más modernos en fase de desarrollo en el momento de redactarse la presente Guía que se prevé serán operativos antes de 2020.

## 5.2 **VARIABLES ATMOSFÉRICAS BÁSICAS TRIDIMENSIONALES Y BIDIMENSIONALES**

En el cuadro 5.1 se enumeran las variables básicas para la predicción meteorológica, incluida la predicción numérica del tiempo (PNT), que pueden observarse desde el espacio.

<sup>1</sup> Nótese que el error de la raíz cuadrática media empleado en esta parte corresponde aproximadamente a una incertidumbre ampliada con un factor de cobertura  $k=1$ , mientras que en el resto de la Guía suele aplicarse un factor de cobertura  $k=2$  (véase el capítulo 1 de la parte 1 (sección 1.6.4.3) y la publicación *Evaluation of Measurement Data – Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement* (Comité Conjunto para las Guías en Metrología, 100:2008).

**Cuadro 5.1. Variables geofísicas incluidas en la categoría “Variables atmosféricas básicas tridimensionales y bidimensionales”**

Temperatura atmosférica	Viento (horizontal)	Altura de la cima de la capa límite planetaria	Altura de la tropopausa
Humedad específica	Vector viento en la superficie (horizontal)	Temperatura de la tropopausa	

No se han incluido otras variables básicas, como la presión atmosférica, la temperatura y la humedad en superficie y el componente vertical del viento, ya que no pueden medirse con fiabilidad desde el espacio con la tecnología actual.

### 5.2.1 Temperatura atmosférica

*Definición:* campo tridimensional de la temperatura atmosférica. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [K]. Unidad de incertidumbre: [K].

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo. Principio: emisión en el infrarrojo procedente de diferentes capas atmosféricas, seleccionadas utilizando intervalos espectrales de distinta intensidad de absorción en bandas de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) (~4,3 y 15 μm). Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Radiometría de microondas/ondas submilimétricas. Principio: emisión en microondas y ondas submilimétricas procedente de diferentes capas atmosféricas, seleccionadas utilizando intervalos espectrales de distinta intensidad de absorción en bandas de oxígeno (O<sub>2</sub>) (~54,118 y, posiblemente, 425 GHz). Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Radio ocultación del Sistema mundial de navegación por satélite (GNSS, que consta del sistema de posicionamiento mundial (GPS) y el sistema ruso de navegación por satélite (GLONASS)). Principio: refracción atmosférica de señales de banda L del GNSS recibidas por un satélite en órbita terrestre baja durante la fase de ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Sondeo del limbo. Principio: emisión por líneas (en el infrarrojo o en microondas) o ampliación de líneas (en onda corta) observada por medio de espectrómetros de alta resolución de exploración del limbo de la Tierra para el estudio de la química atmosférica. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.2.2 Humedad específica

*Definición:* campo tridimensional de la humedad específica en la atmósfera. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera) + columna total. Unidades físicas: [g/kg] para capas, [kg/m<sup>2</sup>] para la columna total. Unidad de incertidumbre: [%] para capas; [kg/m<sup>2</sup>] para la columna total.

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo. Principio: emisión en el infrarrojo procedente de diferentes capas atmosféricas, seleccionadas utilizando intervalos espectrales de diferente intensidad de absorción en bandas de vapor de agua (H<sub>2</sub>O) (~6 y, posiblemente, ~18 μm), con el apoyo de CO<sub>2</sub> (~4,3 y 15 μm). Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Radiometría de microondas/ondas submilimétricas. Principio: emisión en microondas y ondas submilimétricas procedente de diferentes capas atmosféricas, seleccionadas utilizando intervalos espectrales de distinta intensidad de absorción en bandas de H<sub>2</sub>O (183 y,

posiblemente, 324 y 380 GHz y otras en frecuencias más altas), con el apoyo necesario de O<sub>2</sub> (~54, 118 y, posiblemente, 425 GHz). Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Radio ocultación del GNSS. Principio: refracción atmosférica de señales de banda L del GNSS recibidas por un satélite en órbita terrestre baja durante la fase de ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Lidar de absorción diferencial (DIAL). Principio: radiación retrodispersada en una banda de absorción de vapor de agua del infrarrojo cercano (por ejemplo, ~935 nm) y una ventana lateral por DIAL. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 5.* Sondeo del limbo. Principio: emisión (en el infrarrojo o microondas/ondas submilimétrica), absorción (en ocultación solar o estelar de onda corta) o dispersión (en onda corta) por líneas, como las observadas por espectrómetros de alta resolución de exploración del limbo de la Tierra para el estudio de la química atmosférica. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 6.* Ventana dividida en el infrarrojo. Principio: subproducto de la extracción de temperaturas superficiales a partir de imágenes en el infrarrojo (ventanas divididas de 11 y 12 μm). Adecuado únicamente para la columna total. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 7.* Captura de imágenes en microondas (23 GHz). Principio: emisión en microondas en una banda de H<sub>2</sub>O débil (~23 GHz), asociada a una ventana próxima (19 o 37 GHz). Adecuado únicamente para la columna total en el mar. Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

*Método 8.* Captura de imágenes en el infrarrojo cercano (935 nm). Principio: reflectancia diferencial entre una banda de absorción de H<sub>2</sub>O en el infrarrojo cercano (por ejemplo, ~935 nm) y una ventana lateral con radiómetros de anchura de banda estrecha. Adecuado únicamente para la columna total. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.2.3 Viento (horizontal)

*Definición:* campo tridimensional del componente horizontal vectorial (bidimensional) del vector viento tridimensional. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [m/s]. Unidad de incertidumbre: [m/s], concebida como error vectorial, es decir, módulo de la diferencia vectorial entre el vector observado y el vector verdadero.

*Método 1.* Lidar Doppler. Principio: movimiento de turbulencias atmosféricas “señalizado” por aerosoles o dispersión molecular, rastreado mediante lidar Doppler. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Secuencias de imágenes en el visible y el infrarrojo. Principio: movimiento de células atmosféricas de determinado tamaño “señalizado” por nubes y bancos de vapor de agua (y, posiblemente, bancos de ozono), reconocido y rastreado mediante secuencias de imágenes en el visible y el infrarrojo. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Sonda captadora de imágenes en el infrarrojo. Principio: movimiento de bancos de vapor de agua, rastreado mediante sondeos frecuentes por espectrómetros de imágenes en el infrarrojo que funcionan en bandas de absorción de H<sub>2</sub>O (~6 μm) con apoyo de CO<sub>2</sub> (~4,3 y ~15 μm). Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 4.* Sondeo del limbo. Principio: desviación Doppler y ampliación de líneas espectrales del O<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> y OH<sup>-</sup> observadas por medio de espectrómetros del visible de alta resolución de exploración del limbo de la Tierra. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.2.4 **Vector viento en la superficie (horizontal)**

*Definición:* componente horizontal vectorial (bidimensional) del vector viento tridimensional, medido tradicionalmente a 10 m de altura. Requerido en el mar y la superficie terrestre (pueden aplicarse en el mar todos los métodos descritos más adelante). Unidad física: [m/s]. Unidad de incertidumbre: [m/s] considerado como error vectorial, es decir, módulo de la diferencia vectorial entre el vector observado y el vector verdadero.

*Método 1.* Dispersometría de radar. Principio: radiación retrodispersada de ondas capilares captada por un radar de frecuencia media (alrededor de 5 u 11 GHz). Se utiliza un mayor número de ángulos de visión para determinar la dirección. Aplicable solamente en el mar y en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Radiometría polarimétrica de microondas. Principio: radiación en microondas emitida y dispersada en ventanas atmosféricas a varias frecuencias (por ejemplo, 10, 19 y 37 GHz). Deberán medirse tres parámetros de Stokes (por lo menos cuatro polarizaciones, por ejemplo), cuatro sería lo ideal (se requieren seis polarizaciones). Aplicable solamente en el mar y en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Imágenes por microondas. Principio: radiación emitida y dispersada en microondas en ventanas atmosféricas a varias frecuencias (por ejemplo, 10, 19 y 37 GHz). Se requieren por lo menos dos polarizaciones. Aplicable solamente en el mar. Solo se mide la velocidad. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Altimetría de radar. Principio: radiación retrodispersada de la superficie del mar captada por un radar de frecuencia media (~13 GHz). Velocidad del viento asociada a ecos dispersados de ondas capilares. Aplicable solamente en el mar. Solo se mide la velocidad. Únicamente al nadir. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.2.5 **Altura de la cima de la capa límite planetaria**

*Definición:* altura de la superficie que separa la capa límite planetaria de la atmósfera libre. Unidad física: [km]. Unidad de incertidumbre: [km].

*Método 1.* Lidar de retrodispersión. Principio: radiación retrodispersada en el ultravioleta, el visible o el infrarrojo cercano por lidar. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* A partir de sondeos del infrarrojo. Principio: derivada de sondeos en el infrarrojo de la temperatura y la humedad. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* A partir de sondeos con GNSS. Principio: derivada de sondeos de radio ocultación del GNSS de la temperatura y la humedad. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.2.6 **Altura de la tropopausa**

*Definición:* altura de la superficie que separa la troposfera de la estratosfera. Unidad física: [km]. Unidad de incertidumbre: [km].

*Método 1.* Lidar de retrodispersión. Principio: radiación retrodispersada en el ultravioleta, el visible o el infrarrojo cercano por lidar. Se prefieren dos longitudes de onda. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* A partir de sondeos del infrarrojo. Principio: derivada de sondeos en el infrarrojo de la temperatura. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* A partir de sondeos con GNSS. Principio: derivada de sondeos de radio ocultación del GNSS de la temperatura. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.2.7 Temperatura de la tropopausa

*Definición:* temperatura atmosférica a la altura de la superficie que separa la troposfera de la estratosfera. Unidad física: [K]. Unidad de incertidumbre: [K].

*Método 1.* A partir de sondeos del infrarrojo. Principio: derivada de sondeos en el infrarrojo de la temperatura. Aplicable en órbita terrestre baja y en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* A partir de sondeos con GNSS. Principio: derivada de sondeos de radio ocultación con GNSS de la temperatura. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3:* A partir de sondeos del limbo. Principio: derivada de sondeos del limbo de la temperatura. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

## 5.3 VARIABLES DE NUBE Y PRECIPITACIÓN

Esta categoría incluye las variables básicas que pueden observarse desde el espacio para el análisis del tiempo real y para la predicción a corto plazo y la predicción inmediata, así como para la hidrología. En el cuadro 5.2 se enumeran esas variables.

**Cuadro 5.2. Variables geofísicas incluidas en la categoría “Variables de nube y precipitación”**

Temperatura de la cima de la nube	Altura de la base de la nube	Hielo de nube	Precipitación (líquida o sólida)
Altura de la cima de la nube	Profundidad óptica de la nube	Radio efectivo del hielo de nube	Intensidad de la precipitación en superficie (líquida o sólida)
Tipo de nube	Agua líquida de nube	Altura del nivel de congelación de las nubes	Precipitación acumulada (en 24 horas)
Nubosidad	Radio efectivo de la gota de nube	Profundidad de la capa de fusión de las nubes	Detección de relámpagos

### 5.3.1 Temperatura de la cima de la nube

*Definición:* temperatura de la superficie superior de la nube. Unidad física: [K]. Unidad de incertidumbre: [K].

*Método 1.* Radiometría del infrarrojo. Principio: derivada de imágenes en el infrarrojo en varios canales, incluidos “ventanas” y otros (en bandas de absorción del vapor de agua), necesarias para evaluar la emisividad de las nubes. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* A partir de sondeos del infrarrojo. Principio: obtenida como subproducto de la la temperatura y la humedad obtenidas mediante sondeos por espectroscopía del infrarrojo. Las diferentes temperaturas de la luminosidad en diversas longitudes de onda sensibles al CO<sub>2</sub> permiten obtener la temperatura de la cima de la nube en el IFOV sondeado. Aplicable en órbita terrestre baja y en órbita geoestacionaria.

### 5.3.2 Altura de la cima de la nube

*Definición:* altura de la superficie superior de la nube. Unidad física: [km]. Unidad de incertidumbre: [km].

*Método 1.* Radiometría del infrarrojo. Principio: derivada de la presión de la cima de la nube convertida en altura y la temperatura utilizando un perfil de la temperatura predicha luego de observar la nube por medio de un par de canales de 11 y 13,4  $\mu\text{m}$  (comparado con la “ventana”, mide el defecto de la columna de  $\text{CO}_2$  por encima de la cima de la nube). Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Sondeo del infrarrojo. Principio: obtenida como subproducto de la temperatura y la humedad obtenidas mediante sondeos por espectroscopía del infrarrojo. La transferencia radiativa en diferentes longitudes de onda permite recuperar la altura de la cima de la nube en el IFOV sondeado. Aplicable en órbita terrestre baja y en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Lidar de retrodispersión. Principio: radiación retrodispersada en el ultravioleta, el visible o el infrarrojo cercano por lidar. Se prefieren dos longitudes de onda. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Radar de nubes. Principio: radiación retrodispersada en la región de microondas (~94 GHz) captada por radar. Aplicable en órbita terrestre baja.

*Método 5.* Espectroscopía en la banda A. Principio: defecto del  $\text{O}_2$  de la columna observado por encima de la cima de la nube por espectroscopía en la banda A de 760 nm y la “ventana” próxima. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.3.3 Tipo de nube

*Definición:* características generales de la nube observada. La lista de los tipos de interés se establece con anticipación. Incertidumbre expresada como número de tipos distinguidos [clases].

*Método 1.* Radiometría del visible y del infrarrojo. Principio: análisis multiespectral de la reflectancia de la nube, la temperatura de la superficie superior, la profundidad óptica, la emisividad, la fase y el tamaño de la gota en diferentes situaciones, observados en algunos canales discretos de anchuras de banda relativamente amplias (5 a 10  $\text{cm}^{-1}$ ). Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.3.4 Nubosidad

*Definición:* campo tridimensional de la fracción del cielo donde se detectan las nubes. Requerido como campo tridimensional en la troposfera (altura supuesta: 12 km) y también como capa única (columna total) para proporcionar la nubosidad total. Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radiometría del visible y del infrarrojo. Principio: captura de imágenes de nubes en algunos canales discretos seleccionados para detectar todo tipo de nubes. La nubosidad fraccional se refiere al número de píxeles nubosos en una determinada gama de píxeles. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* A partir de sondeos del infrarrojo. Principio: obtenida como subproducto de la temperatura y la humedad obtenidas mediante sondeos por espectroscopía del infrarrojo. La transferencia radiativa en diferentes longitudes de onda permite obtener la fracción nubosa por la emisividad de la nube en el IFOV sondeado. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Radar de nubes. Principio: radiación retrodispersada de gotitas de nube captada por un radar de alta frecuencia (~94 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.3.5 **Altura de la base de la nube**

*Definición:* altura de la superficie inferior de la nube. Unidad física: [km]. Unidad de incertidumbre: [km].

*Método 1.* Radar de nubes. Principio: obtenida como nivel inferior de la radiación retrodispersada de gotitas de nube captada por un radar de alta frecuencia (~94 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.3.6 **Profundidad óptica de la nube**

*Definición:* profundidad efectiva de la nube desde la perspectiva de la propagación de la radiación. La definición es  $OD = e^{-K \Delta z}$ , donde  $K$  es el coeficiente de extinción [ $\text{km}^{-1}$ ] y  $\Delta z$ , la trayectoria óptica [km] entre la base y la cima de la nube. Depende de la longitud de onda, aunque normalmente se refiere a la radiación visible. Unidad física: [sin dimensiones]. Unidad de incertidumbre: [sin dimensiones].

*Método 1.* Lidar de retrodispersión. Principio: radiación retrodispersada en el ultravioleta, el visible o el infrarrojo cercano por lidar. Se prefieren dos longitudes de onda. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Polarimetría de onda corta. Principio: radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha del ultravioleta, del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, algunos con mediciones polarimétricas para establecer tres parámetros de Stokes. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Radiometría de onda corta y del infrarrojo térmico. Principio: radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha en el visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta, y radiación emitida en varios canales ventana del infrarrojo térmico. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.3.7 **Agua líquida de nube**

*Definición:* campo tridimensional de agua atmosférica en fase líquida (con o sin precipitación). Requerido en la troposfera (altura supuesta: 12 km) y para la columna total. Unidad física: [g/kg] para capas, [ $\text{g}/\text{m}^2$ ] para la columna total. Unidad de incertidumbre: [%] para capas, [ $\text{g}/\text{m}^2$ ] para la columna total.

*Método 1.* Radar de nubes. Principio: radiación retrodispersada de gotitas de nube captada por un radar de frecuencia alta (~94 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Radar de precipitación. Principio: radiación retrodispersada de gotitas de nube captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 14 y 35 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Sondeo de microondas/ondas submilimétricas. Principio: radiación de microondas/ondas submilimétricas en canales ventana (normalmente de ~10, 19, 37, 90 y 150 GHz) con polarización dual, y bandas de absorción (normalmente de ~54, 118 y 183 GHz). Aplicable en órbita terrestre baja y posiblemente en órbita geoestacionaria.

### 5.3.8 **Radio efectivo de la gota de nube**

*Definición:* campo tridimensional de la distribución del tamaño de las gotitas de agua en estado líquido, asimilado a esferas del mismo volumen. Requerido en la troposfera (altura supuesta: 12 km), y en la superficie de la cima de la nube. Unidad física: [ $\mu\text{m}$ ]. Unidad de incertidumbre: [ $\mu\text{m}$ ].



*Método 1.* Radar de nubes. Principio: radiación retrodispersada de gotitas de nube captada por un radar de frecuencia alta (~94 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Radar de precipitación. Principio: radiación retrodispersada de gotitas de nube captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 14 y 35 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Sondeo de microondas/ondas submilimétricas. Principio: radiación de microondas/ondas submilimétricas en canales ventana (normalmente de ~10, 19, 37, 90 y 150 GHz) con doble polarización, y bandas de absorción (normalmente de ~54,118 y 183 GHz). En realidad, el perfil de radio efectivo de gotitas de nube se obtiene con la ayuda de un modelo de PNT complementario, posiblemente de modelización de nubes. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 4.* Lidar de retrodispersión. Principio: radiación retrodispersada en el ultravioleta, el visible o el infrarrojo cercano por lidar. Fundamentalmente limitado a la cima de la nube. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 5.* Polarimetría de onda corta. Principio: radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha del ultravioleta, del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, algunos con mediciones polarimétricas para establecer tres parámetros de Stokes. Fundamentalmente limitada a la cima de la nube. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 6.* Radiometría del visible y del infrarrojo. Principio: radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha del visible, del infrarrojo cercano, del infrarrojo de onda corta y del infrarrojo de onda media y emisión diferencial en varios canales del infrarrojo térmico (para nubes cirrus). Fundamentalmente limitada a la cima de la nube. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.3.9 Hielo de nube

*Definición:* campo tridimensional de agua atmosférica en fase sólida (con o sin precipitación). Requerido en la troposfera (altura supuesta: 12 km) y para la columna total. Unidad física: [g/kg] para capas; [g/m<sup>2</sup>] para la columna total. Unidad de incertidumbre: [%] para capas, [g/m<sup>2</sup>] para la columna total.

*Método 1.* Radar de nubes. Principio: radiación retrodispersada de partículas de hielo captada por un radar de frecuencia alta (~94 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Radar de precipitación. Principio: radiación retrodispersada de partículas de hielo captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 14 y 35 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Sondeo de microondas/ondas submilimétricas. Principio: radiación de microondas/ondas submilimétrica en canales ventana (normalmente de ~37, 90 y 150 GHz) con doble polarización, y bandas de absorción (normalmente de ~54,118,183 y, posiblemente, 380 y 425 GHz). En realidad, el perfil de hielo de nube se obtiene con la ayuda de un modelo de PNT complementario, posiblemente de modelización de nubes. Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

*Método 4.* Imágenes en ondas submilimétricas. Principio: radiación emitida y dispersada en ventanas atmosféricas de microondas (243, 664 y 874 GHz) en doble polarización, con el apoyo de canales en bandas de absorción de H<sub>2</sub>O (183, 325 y 448 GHz). Adecuado únicamente para la columna total. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 5.* Captura de imágenes en el infrarrojo lejano. Principio: radiación emitida y dispersada en varias ventanas atmosféricas del infrarrojo lejano (18,2, 24,4, 52 y 87 μm), comparada con la del infrarrojo térmico (8,7, 11 y 12 μm). Adecuado únicamente para la columna total. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.3.10 **Radio efectivo del hielo de nube**

*Definición:* campo tridimensional de la distribución del tamaño de partículas de hielo, asimilado a esferas del mismo volumen. Requerido en la troposfera (altura supuesta: 12 km), y en la superficie de la cima de la nube. Unidad física: [ $\mu\text{m}$ ]. Unidad de incertidumbre: [ $\mu\text{m}$ ].

*Método 1.* Radar de nubes. Principio: radiación retrodispersada de partículas de hielo captada por un radar de frecuencia alta (~94 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Radar de precipitación. Principio: radiación retrodispersada de partículas de hielo captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 14 y 35 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Sondeo de microondas/ondas submilimétricas. Principio: radiación de microondas/ondas submilimétricas en canales ventana (normalmente de ~10, 19, 37, 90 y 150 GHz) con doble polarización, y bandas de absorción (normalmente de ~54,118 y 183 GHz). En realidad, el perfil de radio efectivo del hielo de nube se obtiene con la ayuda de un modelo de PNT complementario, posiblemente de modelización de nubes. Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

*Método 4.* Lidar de retrodispersión. Principio: radiación retrodispersada en el ultravioleta, el visible o el infrarrojo cercano por lidar. Fundamentalmente limitada a la cima de la nube. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 5.* Polarimetría de onda corta. Principio: radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha del ultravioleta, del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, algunos con mediciones polarimétricas para establecer tres parámetros de Stokes. Fundamentalmente limitada a la cima de la nube. Aplicable solamente en satélite en órbita terrestre baja.

*Método 6.* Radiometría del visible y del infrarrojo. Principio: radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha del visible, del infrarrojo cercano, del infrarrojo de onda corta y del infrarrojo de onda media y emisión diferencial en varios canales del infrarrojo térmico (para nubes cirrus). Fundamentalmente limitada a la cima de la nube. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.3.11 **Altura del nivel de congelación de las nubes**

*Definición:* altura de la capa atmosférica de la nube donde el estado líquido pasa a sólido, y viceversa. Unidad física: [km]. Unidad de incertidumbre: [km].

*Método 1.* Radar de precipitación. Principio: radiación retrodispersada de gotas de nube captada por un radar de frecuencia media (doble frecuencia preferida, 14 y 35 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* A partir de sondeos de microondas/ondas submilimétricas. Principio: derivada de sondeos en microondas y ondas submilimétricas de la temperatura. Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

### 5.3.12 **Profundidad de la capa de fusión de las nubes**

*Definición:* profundidad de la capa atmosférica de la nube donde el estado líquido pasa a sólido, y viceversa. Unidad física: [km]. Unidad de incertidumbre: [km].

*Método 1.* Radar de precipitación. Principio: radiación retrodispersada de gotas de nube captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 14 y 35 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* A partir de sondeos de microondas/ondas submilimétricas. Principio: derivada de sondeos en microondas y ondas submilimétricas de la temperatura. Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

### 5.3.13 **Precipitación (líquida o sólida)**

*Definición:* campo tridimensional del flujo vertical de la masa de agua de precipitación. Requerido en la troposfera (altura supuesta: 12 km). Unidad física:  $[g \cdot s^{-1} \cdot m^{-2}]$  (flujo vertical de la masa de agua de precipitación). Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radar de precipitación. Principio: radiación retrodispersada de gotas de nube captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 14 y 35 GHz). La capacidad Doppler también es útil. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Sondeo de microondas/ondas submilimétricas. Principio: radiación de microondas/ondas submilimétricas en canales ventana (normalmente de ~10, 19, 37, 90 y 150 GHz) con doble polarización, y bandas de absorción (normalmente de ~54, 118, 183, 380 y 425 GHz). En realidad, el perfil de precipitación se obtiene con la ayuda de un modelo de PNT complementario, posiblemente de modelización de nubes. Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

### 5.3.14 **Intensidad de la precipitación en la superficie (líquida o sólida)**

*Definición:* intensidad de la precipitación que llega a tierra. Unidad física: [mm/h] (si es sólida, mm/h de agua líquida después de la fusión). Unidad de incertidumbre: [mm/h]. Dado que la incertidumbre cambia con la intensidad, conviene especificar una intensidad de referencia. Intensidad supuesta: 5 mm/h.

*Método 1.* Radar de precipitación. Principio: radiación retrodispersada de gotas de nube captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 14 y 35 GHz). La capacidad Doppler también es útil. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Sondeo de microondas/ondas submilimétricas. Principio: radiación de microondas/ondas submilimétricas en canales ventana (normalmente de ~10, 19, 37, 90 y 150 GHz) con doble polarización, y bandas de absorción (normalmente de ~54, 118, 183, 380 y 425 GHz). En realidad, la intensidad de la precipitación en la superficie se obtiene a partir del perfil reconstruido con la ayuda de un modelo de PNT complementario, posiblemente de modelización de nubes. Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Radiometría del visible y del infrarrojo. Principio: deducida de imágenes de nubes en algunos canales discretos seleccionados para detectar todo tipo de nubes, con la ayuda de modelos conceptuales, por lo general más receptivos a la lluvia convectiva. Aplicable en órbita geoestacionaria.

*Método 4.* Combinación de mediciones en microondas de satélites en órbita terrestre baja y de mediciones en el infrarrojo de satélites en órbita geoestacionaria. Principio: producto combinado de mediciones de la región de microondas de satélites en órbita terrestre baja exactas e infrecuentes con imágenes frecuentes captadas en el infrarrojo de satélites en órbita geoestacionaria utilizadas para su "calibración" mediante mediciones en microondas o con el fin de posibilitar la interpolación dinámica entre los datos sobre la precipitación obtenidos en microondas. Requiere tanto un satélite en órbita terrestre baja como un satélite en órbita geoestacionaria.

### 5.3.15 **Precipitación acumulada (en 24 horas)**

*Definición:* integración de la intensidad de la precipitación que llega a tierra en determinados intervalos de tiempo. El requisito de referencia se refiere a la integración en 24 horas. Unidad física: [mm]. Unidad de incertidumbre: [mm].

*Método 1.* A partir de la combinación de mediciones en microondas de satélites en órbita terrestre baja y de mediciones en el infrarrojo de satélites en órbita geoestacionaria. Principio: derivada de la integración temporal de la intensidad de la precipitación frecuente medida al combinar los datos sobre la intensidad de precipitación obtenidos en el canal de microondas por satélites en órbita terrestre baja con las imágenes en el infrarrojo de satélites en órbita geoestacionaria. Requiere el satélite tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* A partir de sondeos de microondas/ondas submilimétricas. Principio: derivada de la integración temporal de la intensidad de la precipitación frecuente medida por sondas de microondas/ondas submilimétricas de un satélite en órbita geoestacionaria. Aplicable en la órbita geoestacionaria (posiblemente).

### 5.3.16 **Detección de relámpagos**

*Definición:* cartografía de episodios de relámpagos de acuerdo con su frecuencia en un intervalo de tiempo y zona determinados. Unidad física: [conteo]. Incertidumbre expresada como índice de aciertos [HR] e índice de falsas alarmas [FAR].

*Método 1.* Cartografía de relámpagos. Principio: detección de relámpagos por medio de una cámara con un dispositivo de acoplamiento de cargas en un canal muy estrecho en una banda de absorción de oxígeno del infrarrojo cercano (por lo general, a 777,4 nm), para que también funcione a la luz del día. El número de relámpagos en un tiempo y zona determinados y su intensidad se relacionan con la madurez del proceso convectivo en la nube. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

## 5.4 **AEROSOLES Y RADIACIÓN**

Esta categoría incluye las variables que afectan al balance de radiación de la Tierra respecto del espacio, la interacción nube-radiación, la formación de nubes, la calidad del aire y varios factores que definen el clima y el cambio climático. En el cuadro 5.3 se enumeran las variables que se observan desde el espacio.

**Cuadro 5.3. Variables geofísicas incluidas en la categoría "Aerosoles y radiación"**

Profundidad óptica de aerosoles	Radiancia espectral ascendente en la capa superior de la atmósfera	Albedo de la superficie terrestre
Concentración de aerosoles	Irradiancia de onda larga ascendente en la capa superior de la atmósfera	Reflectancia bidireccional de onda corta de la superficie terrestre
Radio efectivo de aerosoles	Irradiancia de onda corta ascendente en la capa superior de la atmósfera	Irradiancia de onda larga ascendente en la superficie terrestre
Tipo de aerosol	Reflectancia de la nube de onda corta	Emisividad de onda larga de la superficie terrestre
Ceniza volcánica	Irradiancia de onda larga descendente en la superficie terrestre	Radiación activa de fotosíntesis

Irradiancia solar descendente en la capa superior de la atmósfera	Irradiancia de onda corta descendente en la superficie terrestre	Fracción de radiación activa de fotosíntesis absorbida
---	--	--

No se han estudiado otras variables, como la profundidad óptica de absorción de aerosoles, el coeficiente de extinción de aerosoles, el albedo de dispersión simple de aerosoles y la función de fase del aerosol, en razón de su vínculo estrecho con las seleccionadas (espesor óptico, concentración, radio efectivo y tipo), que son más comprensibles para el usuario general.

#### 5.4.1 Profundidad óptica de aerosoles

*Definición:* profundidad efectiva de la columna de aerosoles desde la perspectiva de la propagación de la radiación. La definición es  $OD = \exp(-K \Delta z)$ , donde  $K$  es el coeficiente de extinción [ $\text{km}^{-1}$ ],  $\Delta z$ , la trayectoria óptica [ $\text{km}$ ] entre la superficie terrestre y la capa superior de la atmósfera. Depende de la longitud de onda. Unidad física: [sin dimensiones]. Unidad de la incertidumbre: [sin dimensiones].

*Método 1.* Lidar de retrodispersión. Principio: radiación retrodispersada en el ultravioleta, el visible o el infrarrojo cercano por lidar. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Polarimetría de onda corta. Principio: radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha del ultravioleta, del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, algunos con mediciones polarimétricas para establecer tres parámetros de Stokes. Visión múltiple en diferentes ángulos de incidencia. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Espectroscopía de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta, el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, observada mediante exploración del nadir con alta resolución espectral. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 4.* Radiometría del visible y del infrarrojo. Principio: radiación solar dispersada en varios canales del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta. También hay información sobre los aerosoles de absorción en las ventanas del infrarrojo térmico. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

#### 5.4.2 Concentración de aerosoles

*Definición:* campo tridimensional de la razón de mezcla de masa de partículas condensadas en la atmósfera (que no sea agua). Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera) + columna total. Unidades físicas: [ $\text{g}/\text{kg}$ ] para capas; [ $\text{g}/\text{m}^2$ ] para la columna total. Unidad de incertidumbre: [%] para capas; [ $\text{g}/\text{m}^2$ ] para la columna total.

*Método 1.* Lidar de retrodispersión. Principio: radiación retrodispersada en el ultravioleta, el visible o el infrarrojo cercana por lidar. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Polarimetría de onda corta. Principio: radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha del ultravioleta, del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, algunos con mediciones polarimétricas para establecer tres parámetros de Stokes. Visión múltiple en diferentes ángulos de incidencia. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Espectroscopía de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta, el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, observada mediante exploración del nadir con alta resolución espectral. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 4.* Espectroscopía de onda corta (limbo). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta, el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta observada mediante exploración del limbo con alta resolución espectral, y radiación absorbida del Sol o las estrellas durante la ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 5.* Radiometría del visible y del infrarrojo. Principio: radiación solar dispersada en varios canales del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta. También hay información sobre los aerosoles de absorción en las ventanas del infrarrojo térmico. Adecuada únicamente para la columna total. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

#### 5.4.3 **Radio efectivo de aerosoles**

*Definición:* campo tridimensional del tamaño medio de las partículas de aerosoles, asimilado a las esferas del mismo volumen. Requerido en la troposfera (altura supuesta: 12 km) y como media de la columna. Unidad física: [ $\mu\text{m}$ ]. Unidad de incertidumbre: [ $\mu\text{m}$ ].

*Método 1.* Lidar de retrodispersión. Principio: radiación retrodispersada en el ultravioleta, el visible o el infrarrojo cercano por lidar. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Polarimetría de onda corta. Principio: radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha del ultravioleta, del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, algunos con mediciones polarimétricas para establecer tres parámetros de Stokes. Visión múltiple en diferentes ángulos de incidencia. Se necesita información previa y modelización intensiva. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Espectroscopía de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta, el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, observada mediante exploración del nadir con alta resolución espectral. Se necesita información previa y modelización intensiva. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

#### 5.4.4 **Tipo de aerosol**

*Definición:* campo tridimensional. Características completas del aerosol observado. La lista de tipos de interés se determina con antelación. Requerido en la troposfera (altura supuesta: 12 km) y como media de la columna. Incertidumbre expresada en número de tipos que en efecto pueden determinarse [clases].

*Método 1.* Lidar de retrodispersión. Principio: radiación retrodispersada en el ultravioleta, el visible o el infrarrojo cercano por lidar. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Polarimetría de onda corta. Principio: radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha del ultravioleta, del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, algunos con mediciones polarimétricas para establecer tres parámetros de Stokes. Visión múltiple en diferentes ángulos de incidencia. Se necesita información previa y modelización de aerosoles intensiva. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Espectroscopía de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta, el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, observada mediante exploración del nadir con alta resolución espectral. Se necesita información previa y modelización de aerosoles intensiva. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 4.* Radiometría del visible y del infrarrojo. Principio: radiación solar dispersada en varios canales del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta. También hay información en las ventanas del infrarrojo térmico. Se necesita información previa y modelización de aerosoles intensiva. Adecuada únicamente para la columna total. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.



#### 5.4.5 **Ceniza volcánica**

*Definición:* campo tridimensional de la concentración de ceniza volcánica. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera) + columna total. Unidades físicas: [g/kg] para capas; [g/m<sup>2</sup>] para la columna total. Unidad de incertidumbre: [%] para capas; [g/m<sup>2</sup>] para columna total.

*Método 1.* Lidar de retrodispersión. Principio: radiación retrodispersada en el ultravioleta, el visible o el infrarrojo cercano por lidar. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Polarimetría de onda corta. Principio: radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha del ultravioleta, del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, algunos con mediciones polarimétricas para establecer tres parámetros de Stokes, y observación múltiple en diferentes ángulos de incidencia. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Espectroscopía de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta, el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, observada mediante exploración del nadir con alta resolución espectral. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 4.* Espectroscopía de onda corta (limbo). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta, el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, observada mediante exploración del limbo con alta resolución espectral, y radiación absorbida del Sol o las estrellas durante la ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 5.* Radiometría del visible y del infrarrojo. Principio: radiación solar dispersada en varios canales del visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta. También hay información en las ventanas de infrarrojo térmico. Adecuada únicamente para la columna total. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

#### 5.4.6 **Irradiancia solar descendente en la capa superior de la atmósfera**

*Definición:* densidad del flujo de radiación solar en la capa superior de la atmósfera. Unidad física: [W/m<sup>2</sup>]. Unidad de incertidumbre: [W/m<sup>2</sup>].

*Método 1.* Radiómetro de cavidad. Principio: interceptación de la radiación solar total descendente a la altura del satélite en dispositivos tales como cavidades activas. Medición absoluta. Aplicable en órbita terrestre baja, en órbita geoestacionaria o en órbitas en el espacio exterior, por ejemplo, en el punto de libración Lagrange L1.

#### 5.4.7 **Radiancia espectral ascendente en la capa superior de la atmósfera**

*Definición:* producto de nivel 1. Intervalo espectral de 0,2 a 200  $\mu\text{m}$ . Poder de resolución  $\lambda/\Delta\lambda = 1\ 000$ . Incertidumbre citada como relación señal-ruido.

*Método 1.* Espectroscopía en espectro amplio. Principio: medición de la radiación en el intervalo de 0,2 a 200  $\mu\text{m}$  emitida por el sistema Tierra-atmósfera hacia el espacio. Se necesitan varios espectrómetros para abarcar la onda corta y la onda larga. El objetivo consiste en vigilar el cambio climático utilizando el espectro como "señal" absoluta. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.4.8 **Irradiancia de onda larga ascendente en la capa superior de la atmósfera**

*Definición:* densidad del flujo de radiación terrestre emitida al espacio por la superficie de la Tierra, la atmósfera y las nubes en la capa superior de la atmósfera. Unidad física: [W/m<sup>2</sup>]. Unidad de incertidumbre: [W/m<sup>2</sup>].



*Método 1.* Radiometría de banda ancha. Principio: medición de la radiación en el intervalo de 4 a 200  $\mu\text{m}$  emitida por el sistema Tierra-atmósfera hacia el espacio por medio de detectores con respuesta lo más uniforme posible en el intervalo. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

#### 5.4.9 **Irradiancia de onda corta ascendente en la capa superior de la atmósfera**

*Definición:* densidad del flujo de radiación terrestre reflejada al espacio por la superficie de la Tierra, la atmósfera y las nubes en la capa superior de la atmósfera. Unidad física:  $[\text{W}/\text{m}^2]$ . Unidad de incertidumbre:  $[\text{W}/\text{m}^2]$ .

*Método 1.* Radiometría de banda ancha. Principio: medición de la radiación en el intervalo de 0,2 a 4,0  $\mu\text{m}$  reflejada por el sistema Tierra-atmósfera hacia el espacio por medio de detectores con respuesta lo más uniforme posible en el intervalo. Se necesita información sobre la reflectancia bidireccional y la modelización para convertir la radiancia en irradiancia. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

#### 5.4.10 **Reflectancia de la nube de onda corta**

*Definición:* reflectancia de la radiación solar de las nubes. Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radiometría de onda corta. Principio: radiación solar dispersada en varios canales del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta. La geometría de visión múltiple es útil. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

#### 5.4.11 **Irradiancia de onda larga descendente en la superficie terrestre**

*Definición:* densidad del flujo de radiación de onda larga del Sol, la atmósfera y las nubes a la superficie terrestre. Unidad física:  $[\text{W}/\text{m}^2]$ . Unidad de incertidumbre:  $[\text{W}/\text{m}^2]$ .

*Método 1.* A partir de sondeos del infrarrojo y de microondas. Principio: producto de alto nivel derivado principalmente de los perfiles de temperatura atmosférica y vapor de agua. También se utilizan perfiles de nubosidad, específicamente la altura de la base de la nube. Se necesita modelización atmosférica. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

#### 5.4.12 **Irradiancia de onda corta descendente en la superficie terrestre**

*Definición:* densidad del flujo de radiación de onda corta del Sol, la atmósfera y las nubes a la superficie terrestre. Unidad física:  $[\text{W}/\text{m}^2]$ . Unidad de incertidumbre:  $[\text{W}/\text{m}^2]$ .

*Método 1.* Radiometría de onda corta. Principio: producto de alto nivel derivado de la observación de la radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, a fin de estimar la atenuación de nubes y aerosoles. Se necesita visualización y polarización múltiples. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

#### 5.4.13 **Albedo de la superficie terrestre**

*Definición:* reflectancia de la superficie de la Tierra, integrada por hemisferio, en el intervalo de 0,4 a 0,7  $\mu\text{m}$  (u otros intervalos de onda corta específicos). Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radiometría de onda corta con visión múltiple. Principio: producto de alto nivel obtenido luego de medir la radiación solar dispersada en varios canales del visible en diversos ángulos de visión y ángulos solares, con el fin de estimar los efectos anisotrópicos y de mejorar los cálculos de flujos radiativos. También se incluyen canales para las correcciones atmosféricas. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Radiometría del visible. Principio: medición de la radiación solar dispersada en varios canales del visible, en particular de correcciones atmosféricas. Los efectos anisotrópicos para la integración hemisférica se calculan por modelización. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

#### 5.4.14 **Reflectancia bidireccional de onda corta de la superficie terrestre**

*Definición:* reflectancia de la superficie terrestre como función del ángulo de visión y las condiciones de iluminación en el intervalo de de 0,4 a 0,7  $\mu\text{m}$  (u otros intervalos de onda corta específicos). Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radiometría de onda corta. Principio: radiación solar dispersada en varios canales del visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta observados en varios ángulos de visión y ángulos solares, con el fin de estimar los efectos anisotrópicos y de mejorar los cálculos de flujos radiativos. También se incluyen canales para las correcciones atmosféricas. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.4.15 **Irradiancia de onda larga ascendente en la superficie terrestre**

*Definición:* densidad del flujo de la radiación a largo plazo dimanante de la superficie de la Tierra. Unidad física:  $[\text{W}/\text{m}^2]$ . Unidad de incertidumbre:  $[\text{W}/\text{m}^2]$ .

*Método 1.* Radiometría de banda ancha. Principio: medición de la radiación en el intervalo de 4 a 200  $\mu\text{m}$  emitida por la superficie terrestre hacia la atmósfera y, ulteriormente, al espacio. Se necesitan detectores, con respuesta en el intervalo lo más uniforme posible. Se necesitan correcciones atmosféricas, principalmente para el vapor de agua y las nubes. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

#### 5.4.16 **Emisividad de onda larga de la superficie terrestre**

*Definición:* emisividad de la superficie terrestre en el infrarrojo térmico, función de la longitud de onda. Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radiometría del infrarrojo. Principio: radiación emitida en varios canales ventana de banda relativamente estrecha del infrarrojo, a fin de determinar la temperatura equivalente de cuerpo negro en diversas longitudes de onda. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo. Principio: determinación múltiple de las temperaturas equivalentes de cuerpo negro en el mayor número de ventanas estrechas a través del espectro infrarrojo. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

#### 5.4.17 **Radiación activa de fotosíntesis**

*Definición:* densidad del flujo de fotones descendentes de longitud de onda de 0,4 a 0,7  $\mu\text{m}$  en la superficie. Unidad física:  $[\mu \text{ einstein} \cdot \text{m}^{-2} \text{ s}^{-1}]$  (1 einstein =  $6 \cdot 10^{23}$  fotones); utilizada más frecuentemente:  $[\text{W}/\text{m}^2]$ . Unidad de incertidumbre:  $[\text{W}/\text{m}^2]$ .

*Método 1.* Radiometría del visible. Principio: producto de alto nivel similar al de la irradiancia descendente de onda corta en la superficie terrestre, salvo que se refiere al intervalo de 0,4 a 0,7  $\mu\text{m}$  utilizado por vegetación para la fotosíntesis. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geostacionaria.

#### 5.4.18 **Fracción de radiación activa de fotosíntesis absorbida**

*Definición:* fracción de la radiación activa de fotosíntesis que es absorbida por la vegetación (terrestre o marina) para procesos de fotosíntesis (por lo general, alrededor de la región "roja"). Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radiometría del visible. Principio: calculada a partir de la radiación activa de fotosíntesis observada y una medición en la región "roja" (~670 nm). Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geostacionaria.

### 5.5 **OCÉANO Y HIELO MARINO**

Esta categoría incluye las variables que caracterizan la superficie del océano, incluidas las olas y el hielo marino. En el cuadro 5.4 se enumeran las variables que pueden observarse desde el espacio.

**Cuadro 5.4. Variables geofísicas incluidas en la categoría "Océano y hielo marino"**

Concentración de clorofila en el océano	Capa de derrame de petróleo	Nivel del mar en la costa (marea)	Espectro de la frecuencia de la energía direccional de la ola
Materia orgánica disuelta coloreada	Temperatura de la superficie del mar	Altura significativa de las olas	Capa de hielo marino
Concentración de sedimentos suspendidos en el océano	Salinidad de la superficie del mar	Dirección dominante de la ola	Espesor del hielo marino
Coefficiente de atenuación difusa en el océano	Topografía de la dinámica del océano	Período dominante de la ola	Tipo de hielo marino

No se han examinado numerosas variables: perfiles subacuáticos de la temperatura y la salinidad (imposibles de medir desde el espacio), corrientes (que pueden derivarse de la topografía del océano como en el caso del componente geostrófico, de lo contrario, imposible o demasiado inexacto), extensión o altura del iceberg (caso especial de la capa y el espesor del hielo), y deriva de los hielos (producto del análisis multitemporal).

#### 5.5.1 **Concentración de clorofila en el océano**

*Definición:* indicador de la biomasa viva de fitoplancton, derivado de la observación del color del océano. Requerido tanto en alta mar como en la zona costera. Unidad física: [ $\text{mg}/\text{m}^3$ ]. Unidad de incertidumbre: [ $\text{mg}/\text{m}^3$ ] en una concentración específica (por ejemplo, 1  $\text{mg}/\text{m}^3$ ).

*Método 1.* Radiometría del visible. Principio: medición de la radiación solar reflejada en varios canales (siendo los más significativos los siguientes: 442,5 nm, 490 nm, 560 nm, 665 nm y 681,25 nm). Resolución espectral del orden del 2%. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geostacionaria.

### 5.5.2 **Materia orgánica disuelta coloreada**

*Definición:* llamada anteriormente “absorbancia de sustancia amarilla”; variable derivada de la observación del color del océano. Indicativo de los procesos de descomposición de la biomasa. Requerido tanto en alta mar como en la zona costera. Unidad física:  $[m^{-1}]$ . Unidad de incertidumbre:  $[m^{-1}]$  en una concentración específica (por ejemplo,  $1 m^{-1}$ ).

*Método 1.* Radiometría del visible. Principio: medición de la radiación solar reflejada en varios canales (siendo el más significativo el siguiente: 412,5 nm). Resolución espectral del orden del 2%. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.5.3 **Concentración de sedimentos suspendidos en el océano**

*Definición:* variable derivada de la observación del color del océano. Indicativo del caudal efluente, la resuspensión o la contaminación de origen no biológico. Requerido tanto en alta mar como en la zona costera. Unidad física:  $[g/m^3]$ . Unidad de incertidumbre:  $[g/m^3]$  en una concentración específica (por ejemplo,  $2 g/m^3$ ).

*Método 1.* Radiometría del visible. Principio: medición de la radiación solar reflejada en varios canales (siendo los más significativos los siguientes: 510 nm, 560 nm y 620 nm). Resolución espectral del orden del 2%. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.5.4 **Coefficiente de atenuación difusa en el océano**

*Definición:* antiguo nombre: “claridad del agua”; indicador de la turbiedad del agua y de los procesos verticales en el océano, derivado de la observación del color del océano. Requerido tanto en alta mar como en la zona costera. Unidad física:  $[m^{-1}]$ . Unidad de incertidumbre:  $[m^{-1}]$ .

*Método 1.* Radiometría del visible. Principio: medición de la radiación solar reflejada en varios canales del intervalo de 400 a 700 nm. Resolución espectral del orden del 2%. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.5.5 **Capa de derrame del petróleo**

*Definición:* fracción de una zona del océano contaminada por la liberación accidental o deliberada de hidrocarburos de buques. Los derrames de petróleo afectan a los intercambios océano-atmósfera. Requerido tanto en alta mar como en la zona costera. Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radiometría del visible y del infrarrojo cercano. Principio: medición de la radiación solar reflejada en varios canales en el intervalo de 400 a 1 000 nm. Resolución espectral del orden del 2%. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Polarimetría de onda corta. Principio: radiación solar dispersada en varios canales de banda estrecha del visible, del infrarrojo cercano y del infrarrojo de onda corta, algunos con doble polarización. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Imágenes ópticas de alta resolución. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, observada en varios canales discretos de anchuras de banda relativamente estrechas (1 a 5%). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Imágenes con radar de abertura sintética (SAR). Principio: radiación retrodispersada de microondas en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz captada por un SAR. La capacidad polarimétrica es útil. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.5.6 **Temperatura de la superficie del mar**

*Definición:* temperatura del agua del mar en la superficie. La temperatura “másica” se refiere a la profundidad de, por lo general, 2 m; la temperatura “pelicular” se refiere a los valores en el milímetro superior. Unidad física: [K]. Unidad de incertidumbre: [K].

*Método 1.* Radiometría del infrarrojo. Principio: derivada de imágenes en el infrarrojo en canales múltiples, incluidos “ventanas” y otros (en bandas de absorción de vapor de agua), según proceda para evaluar la atenuación atmosférica. La doble visualización permite reducir la incertidumbre de la corrección atmosférica. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo. Principio: derivada de un número elevado de canales muy estrechos a través del espectro infrarrojo, asociado a otros canales que proporcionan toda la información necesaria para las correcciones atmosféricas. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Radiometría de microondas. Principio: radiación de microondas emitida y dispersada en ventanas atmosféricas en frecuencias bajas y medias (por ejemplo, 5 o 10 GHz). Se necesitan más polarizaciones para corregir los efectos de la rugosidad. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.5.7 **Salinidad de la superficie del mar**

*Definición:* salinidad del agua del mar en la capa superficial, que es la capa afectada por la turbulencia asociada a la tensión del viento, las olas y el ciclo de calentamiento solar diurno. (La capa tiene algunos metros de profundidad, pero una observación por microondas sería representativa de aproximadamente el metro superior). En alta mar, el término correcto debería ser “halinidad”, para referirse al anión más común: el cloro. Unidad física: unidad de salinidad práctica [PSU], próximo al 1‰, o 1 g de sal para 1 litro de solución. Unidad de incertidumbre: [PSU].

*Método 1.* Radiometría de microondas. Principio: radiación de microondas emitida y dispersada en frecuencias bajas (por ejemplo, 1,4 GHz). Se necesitan más polarizaciones para corregir los efectos de la rugosidad. Es conveniente contar con más canales para corregir la temperatura. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.5.8 **Topografía de la dinámica del océano**

*Definición:* desviación del nivel del mar del geoide provocada por las corrientes oceánicas (después de las correcciones de mareas y de los efectos de la presión atmosférica). Unidad física: [cm]. Unidad de incertidumbre: [cm].

*Método 1.* Altimetría de radar. Principio: radiación retrodispersada de la superficie del mar captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 13 y 3 o 5 GHz). Se complementa con radiometría pasiva de microondas de dos o tres canales (23 y 37 y/o 19 GHz), necesaria para la corrección de la trayectoria troposférica del vapor de agua y la rotación inducida por la ionosfera. La topografía del océano se obtiene mediante filtración de la fluctuación de las alturas de las olas del intervalo satélite-superficie medido. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.5.9 **Nivel del mar en la costa (marea)**

*Definición:* desviación del nivel del mar de referencias locales en las zonas costeras, provocada por corrientes locales y mareas (astronómicas e inducidas por el viento). Unidad física: [cm]. Unidad de incertidumbre: [cm].

*Método 1.* Altimetría de radar. Principio: radiación retrodispersada de la superficie del mar captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 13 y 3 o 5 GHz). Se complementa con radiometría pasiva de microondas de dos o tres canales (23 y 37 y/o 19 GHz), necesaria para la corrección de la trayectoria troposférica del vapor de agua y la rotación inducida por la ionosfera. El nivel del mar se obtiene mediante filtración de la fluctuación de las alturas de las olas del intervalo satélite a superficie medido. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.5.10 **Altura significativa de las olas**

*Definición:* amplitud media de las 30 olas más altas de cada 100 olas. Unidad física: [m]. Unidad de incertidumbre: [m].

*Método 1.* Altimetría de radar. Principio: radiación retrodispersada de la superficie del mar captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 13 y 3 o 5 GHz). La altura de la ola está asociada a la dispersión estadística del alcance medido por radar. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* A partir de espectros de SAR. Principio: a partir del análisis espectral de imágenes de un SAR en las frecuencias de 1,3 o 5 GHz, mediante el procesamiento de la potencia, la longitud de onda y la dirección del espectro con la ayuda de las condiciones de contorno. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.5.11 **Dirección dominante de la ola**

*Definición:* característica del espectro de la ola oceánica. Es la dirección de la ola más activa del espectro. Unidad física: [grados]. Unidad de incertidumbre: [grados].

*Método 1.* A partir de espectros de SAR. Principio: a partir del análisis espectral de las imágenes de un SAR en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.5.12 **Período dominante de la ola**

*Definición:* característica del espectro de la ola oceánica. Es el período de la ola más activa del espectro. Unidad física: [s]. Unidad de incertidumbre: [s].

*Método 1.* A partir de espectros de SAR. Principio: a partir del análisis espectral de las imágenes de un SAR en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.5.13 **Espectro de la frecuencia de la energía direccional de la ola**

*Definición:* variable bidimensional conocida coloquialmente como “espectro de la ola”. Describe la energía de la ola que se desplaza en cada dirección y banda de frecuencia (por ejemplo, 24 sectores acimutales distintos, cada uno de 15° de anchura, y 25 bandas de frecuencia). Unidad física: [m<sup>2</sup> · Hz<sup>-1</sup> · rad<sup>-1</sup>]. Unidad de incertidumbre: [m<sup>2</sup> · Hz<sup>-1</sup> · rad<sup>-1</sup>].

*Método 1.* A partir de espectros de SAR. Principio: a partir del análisis espectral de las imágenes de un SAR en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.5.14 **Capa de hielo marino**

*Definición:* fracción de una zona del océano donde se detecta hielo. Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radiometría del visible y del infrarrojo. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, o radiación emitida en el infrarrojo de onda media/infrarrojo observada en algunos canales discretos de anchuras de banda relativamente amplias (5 a 10%). La capa fraccional es el número de píxeles clasificados como hielo en una gama de píxeles determinada. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Radiometría de microondas. Principio: radiación de microondas emitida y dispersada en ventanas atmosféricas en frecuencias medias y altas (por ejemplo, 37 y 90 GHz). Se necesitan más polarizaciones (la señal del mar está altamente polarizada). La capa fraccional es el número de píxeles clasificados como hielo en una gama de píxeles determinada. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Imágenes ópticas de alta resolución. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, observada en varios canales discretos. Se prioriza obtener alta resolución a costa del ciclo de observación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Imágenes de SAR. Principio: radiación retrodispersada de microondas en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz captada por un SAR. La capa fraccional es el número de píxeles clasificados como hielo en una gama de píxeles determinada. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.5.15 **Espesor del hielo marino**

*Definición:* espesor de la capa de hielo. Se relaciona con la elevación del nivel del mar y la densidad del hielo. Unidad física: [cm]. Unidad de incertidumbre: [cm].

*Método 1.* Altimetría de radar. Principio: radiación retrodispersada de la superficie del mar captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 13 y 3 o 5 GHz). Se complementa con radiometría pasiva de microondas de dos canales (23 y 37 GHz), necesaria para la corrección de la trayectoria troposférica del vapor de agua. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Altimetría de lidar. Principio: radiación retrodispersada en el visible y el infrarrojo cercano por lidar. Es preferible utilizar dos longitudes de onda, por ejemplo, 532 y 1 064 nm. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Interferometría con un SAR. Principio: radiación de microondas retrodispersada en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz, captada por un SAR. Altura de la superficie observada determinada por interferometría de imágenes de más pasos. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.5.16 **Tipo de hielo marino**

*Definición:* características generales (edad, rugosidad, densidad, etc.) del hielo marino observado. La lista de los tipos de interés se establece con anticipación. La incertidumbre se expresa en número de tipos distinguidos [clases].

*Método 1.* Dispersometría de radar. Principio: radiación retrodispersada por dispersometría de radar de frecuencia media (alrededor de 5 u 11 GHz). La reflectividad calibrada del radar depende de la rugosidad y de la conductividad de la superficie (vinculada a la edad). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Radiometría de microondas. Principio: radiación de microondas emitida y dispersada en ventanas atmosféricas en frecuencias medias (por ejemplo, 19 y 37 GHz). Conviene aplicar tres parámetros de Stokes (esto es, por lo menos cuatro polarizaciones). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.



*Método 3.* Imágenes de SAR. Principio: radiación retrodispersada de microondas en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz captada por un SAR. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

## 5.6 SUPERFICIE TERRESTRE (INCLUIDA LA NIEVE)

Esta categoría incluye las variables que caracterizan la superficie terrestre, entre ellas la vegetación, los incendios, los glaciares y la nieve. En el cuadro 5.5 se enumeran las variables que se observan desde el espacio.

**Cuadro 5.5. Variables geofísicas incluidas en la categoría “Superficie terrestre (incluida la nieve)”**

Temperatura de la superficie terrestre	Índice de superficie foliar	Estado de la nieve (húmedo/seco)	Topografía de la superficie terrestre
Humedad del suelo en superficie	Índice de vegetación por diferencias normalizadas	Capa de nieve	Cobertura glaciática
Humedad del suelo (en la región de raíces)	Capa fraccionaria de superficie incendiada	Equivalente en agua de la nieve	Topografía del glaciar
Fracción de tierra con vegetación	Temperatura del incendio	Tipo de suelo	
Tipo de vegetación	Energía radiativa del incendio	Corteza terrestre	

Algunas variables no son objeto de estudio de esta sección, por ejemplo: el agua subterránea (se considera incluida en la humedad del suelo, la nieve, los glaciares y la corteza terrestre), la descarga fluvial (productos de un nivel demasiado alto), el perfil de la temperatura del subsuelo (imposible desde el espacio), la temperatura de la superficie lacustre y de la nieve, el permafrost (casos específicos de observación de la temperatura de la superficie), los litorales (demasiado obvio), y la biomasa (demasiado genérico).

### 5.6.1 Temperatura de la superficie terrestre

*Definición:* temperatura de la superficie aparente de la tierra (suelo desnudo o vegetación).  
Unidad física: [K]. Unidad de incertidumbre: [K].

*Método 1.* Radiometría del infrarrojo. Principio: derivada de imágenes en el infrarrojo en canales múltiples, incluidos “ventanas” y otros, según proceda, para evaluar la emisividad y la atenuación atmosférica (del vapor de agua). La doble visualización reduce la incertidumbre de la corrección atmosférica. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo. Principio: derivada de un número elevado de canales ventana muy estrechos del espectro infrarrojo, asociado a otros canales que proporcionan toda la información necesaria para las correcciones atmosféricas, lo que permite calcular la emisividad. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Radiometría de microondas. Principio: radiación de microondas emitida y dispersada en ventanas atmosféricas, en frecuencias bajas y medias (por ejemplo, 5 y 10 GHz). Se necesitan más polarizaciones para corregir los efectos de la humedad. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.6.2 Humedad del suelo en superficie

*Definición:* contenido fraccionario del agua en un volumen de suelo mojado. Capa superficial (algunos centímetros superiores). Unidad física:  $[m^3/m^3]$ . Unidad de incertidumbre:  $[m^3/m^3]$ .

*Método 1.* Radiometría de microondas. Principio: radiación de microondas emitida en frecuencias bajas (por ejemplo, 1,4 y 2,7 GHz). Se necesitan múltiples polarizaciones para corregir los efectos de la rugosidad. Es conveniente utilizar más canales para corregir la temperatura. Las frecuencias más altas (5 y 10 GHz) también son útiles, particularmente para el suelo desnudo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Dispersometría de radar. Principio: radiación de microondas retrodispersada en frecuencias relativamente bajas (por ejemplo, 5 GHz). Se aprovecha la capacidad del ángulo de visión múltiple para corregir la rugosidad. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Imágenes de SAR. Principio: radiación retrodispersada de microondas en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz captada por un SAR. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Radiometría del visible y del infrarrojo. Principio: son posibles varias opciones, por ejemplo: atenuación de la reflectividad del visible/ infrarrojo cercano al infrarrojo de onda corta; de la inercia térmica aparente derivada de la medición del retraso del aumento de la temperatura terrestre en respuesta a la radiación solar entrante (válida para suelo desnudo). Aplicable en órbita terrestre baja y en órbita geoestacionaria.

### 5.6.3 Humedad del suelo (en la región de raíces)

*Definición:* campo tridimensional del subsuelo del contenido fraccionario de agua en un volumen de suelo húmedo. Requerido desde la superficie hasta ~3 m de profundidad. Unidad física:  $[m^3/m^3]$ . Unidad de incertidumbre:  $[m^3/m^3]$ .

*Método 1.* Radiometría de microondas en la banda L. Principio: radiación de microondas emitida en frecuencias bajas (por ejemplo, 1,4 GHz). Se necesitan más polarizaciones para corregir los efectos de la rugosidad. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Imágenes de SAR en la banda L. Principio: radiación de microondas retrodispersada en frecuencias bajas (por lo general, de 1,3 GHz), captada por un SAR. También pueden utilizarse las bandas P (~400 MHz) y S (~2,7 GHz). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.6.4 Fracción de tierra con vegetación

*Definición:* fracción de una zona de tierra donde hay vegetación. Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Imágenes ópticas de alta resolución. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, observada en varios canales discretos de anchuras de banda relativamente estrechas (1 a 5%); pueden ser hiperspectrales (varios cientos de canales). Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Imágenes de SAR. Principio: radiación de microondas retrodispersada en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz captada por un SAR. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.6.5 Tipo de vegetación

*Definición:* especie o familia vegetal observada. La lista de los tipos de interés se establece con anticipación. La incertidumbre se expresa en número de tipos detectados [clases].

*Método 1.* Imágenes ópticas de alta resolución. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta observada en varios canales discretos de anchuras de banda relativamente estrechas (1 a 5%); pueden ser hiperspectrales (varios cientos de canales). Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Imágenes de SAR. Principio: radiación de microondas retrodispersada en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz captada por un SAR. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.6.6 Índice de superficie foliar

*Definición:* mitad del total de superficie fraccionaria de hoja verde proyectada en la cubierta vegetal, en una zona determinada. Representativa de la biomasa total y la salud de la vegetación. Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radiometría de onda corta. Principio: radiación solar dispersada en el visible, el infrarrojo cercano y profundamente en el infrarrojo de onda corta (por ejemplo, hasta 2,4  $\mu\text{m}$ ). Se necesitan varios canales, relativamente estrechos (2 a 3%). Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Dispersometría de radar. Principio: radiación retrodispersada por dispersometría de radar de frecuencia media (alrededor de 5 u 11 GHz). La reflectividad calibrada del radar depende de la conductividad en la superficie (vinculada a la biomasa). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Imágenes ópticas de alta resolución. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta observada en varios canales discretos de anchuras de banda relativamente estrechas (1 a 5%); pueden ser hiperspectrales (varios cientos de canales). Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

#### 5.6.7 Índice de vegetación por diferencias normalizadas

*Definición:* diferencia entre la reflectancia de vegetación máxima (en el infrarrojo cercano) y mínima (alrededor del "rojo"), normalizada a la suma total. Representativa de la biomasa total; permite calcular el índice de superficie foliar, si no se lo mide de forma directa. Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radiometría del visible y del infrarrojo cercano. Principio: radiación solar dispersada en el visible ("rojo", reflectancia mínima de la vegetación) y el infrarrojo cercano (por lo general, 865 nm, reflectancia alta). Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Imágenes ópticas de alta resolución. Principio: radiación solar dispersada en el visible ("rojo", reflectancia mínima de la vegetación) y el infrarrojo cercano (por lo general, 865 nm, reflectancia alta). Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

#### 5.6.8 Capa fraccionaria de superficie incendiada

*Definición:* fracción de la superficie terrestre donde hay fuego. Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radiometría del visible y del infrarrojo cercano. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, o radiación emitida en el infrarrojo de onda media e infrarrojo observada en algunos canales discretos de anchuras de banda relativamente amplias (5 a 10%). La capa fraccionaria es el número de píxeles clasificados como fuego en una gama de píxeles determinada. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Imágenes ópticas de alta resolución. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta observada en varios canales discretos. Útil para el inventario de daños después de extinguido el incendio. Se prioriza obtener alta resolución a costa del ciclo de observación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Imágenes de SAR. Principio: radiación retrodispersada de microondas en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz captada por un SAR. La cobertura fraccionaria es el número de píxeles clasificados como fuego en una gama de píxeles determinada. Útil para el inventario de daños después de extinguido el incendio. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.6.9 **Temperatura del incendio**

*Definición:* temperatura del fuego en una zona determinada. Unidad física: [K]. Unidad de incertidumbre: [K].

*Método 1.* Radiometría del infrarrojo. Principio: derivada de imágenes en el infrarrojo en varios canales ventana. El infrarrojo de onda media ( $3,7 \mu\text{m}$ ) es el más sensible. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.6.10 **Energía radiativa del incendio**

*Definición:* energía radiada por un incendio en una zona determinada. Unidad física: [ $\text{kW} \cdot \text{m}^{-2}$ ]. Unidad de incertidumbre: [ $\text{kW} \cdot \text{m}^{-2}$ ].

*Método 1.* Radiometría del infrarrojo. Principio: derivada de imágenes en el infrarrojo en varios canales ventana. El infrarrojo de onda media ( $3,7 \mu\text{m}$ ) es más sensible. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.6.11 **Estado de la nieve (húmedo/seco)**

*Definición:* producto binario (seco o fusión/deshielo) que expresa la presencia de agua líquida en una capa de nieve. Incertidumbre expresada como índice de aciertos [HR] e índice de falsas alarmas [FAR], cuando el estado se clasifica como húmedo o seco.

*Método 1.* Radiometría de microondas. Principio: radiación de microondas emitida y dispersada en ventanas atmosféricas en frecuencias medias y altas (por ejemplo, 37 y 90 GHz). Se necesitan más polarizaciones. Dado que la nieve húmeda puede confundirse con el suelo subyacente, es necesaria la detección preventiva de nieve. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Imágenes de SAR. Principio: radiación retrodispersada de microondas captada por un SAR en frecuencias relativamente altas, por ejemplo,  $\sim 10$  GHz (banda X) y, posiblemente  $\sim 19$  GHz (banda K), ya que la nieve seca suele ser transparente para el SAR. Resulta más útil para detectar cambios durante los ciclos de deshielo y congelación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.6.12 **Capa de nieve**

*Definición:* fracción de una zona determinada cubierta con nieve. Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radiometría del visible y del infrarrojo. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, o radiación emitida en el infrarrojo de onda media y el infrarrojo observada en algunos canales discretos de anchuras de banda relativamente amplias (5 a 10%). La capa fraccionaria es el número de píxeles clasificados como nieve en una

gama de píxeles determinada. También puede determinarse a nivel de píxeles aprovechando el “defecto” de luminosidad debido a nieve mixta/ausencia de nieve en el píxel (“capa de nieve efectiva”). Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Radiometría de microondas. Principio: radiación de microondas emitida y dispersada en ventanas atmosféricas en frecuencias medias y altas (por ejemplo, 37 y 90 GHz). Se necesitan más polarizaciones. La capa fraccionaria es el número de píxeles clasificados como nieve en una gama de píxeles determinada. También se determina el estado de la superficie de la nieve (seco o húmedo). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Imágenes ópticas de alta resolución. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta observada en varios canales discretos. Se prioriza obtener alta resolución a costa del ciclo de observación. Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

### 5.6.13 **Equivalente en agua de la nieve**

*Definición:* profundidad vertical del agua que podría obtenerse por fusión de una capa de nieve. La profundidad de la nieve puede deducirse de la información complementaria sobre la densidad de la capa de nieve. Unidad física: [mm]. Unidad de incertidumbre: [mm].

*Método 1.* Radiometría de microondas. Principio: radiación de microondas emitida y dispersada en ventanas atmosféricas en frecuencias medias y altas (por ejemplo, 37 y 90 GHz); se prefieren esas frecuencias porque, en frecuencias bajas, la nieve seca es transparente. Se necesitan más polarizaciones. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Dispersometría de radar. Principio: radiación de microondas retrodispersada en frecuencias bajas y medias (5 y 13 GHz). Es preferible utilizar frecuencias más altas en nieve seca. Se aprovecha la capacidad del ángulo de visión múltiple para corregir la rugosidad. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Imágenes de SAR. Principio: radiación de microondas retrodispersada captada por un SAR en frecuencias relativamente altas (la nieve seca es transparente para el SAR). La frecuencia de ~19 GHz sería óptima (banda  $K_u$ ). Pueden emplearse frecuencias más bajas para vigilar los cambios por interferometría. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.6.14 **Tipo de suelo**

*Definición:* composición o estructura del suelo observada (ácida, alcalina, rugosa, etc.). La lista de los tipos de interés se establece con anticipación. La incertidumbre se expresa en el número de tipos distinguidos [clases].

*Método 1.* Imágenes ópticas de alta resolución. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta observada en varios canales discretos de anchuras de banda relativamente estrechas (1 a 5%); pueden ser hiperespectrales (varios cientos de canales). Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Imágenes de SAR. Principio: radiación de microondas retrodispersada en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz captada por un SAR. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.6.15 **Corteza terrestre**

*Definición:* uso de la tierra observada (urbana, cultivada, desértica, etc.). La lista de los tipos de interés se establece con anticipación. La incertidumbre se expresa en el número de tipos detectados [clases].

*Método 1.* Imágenes ópticas de alta resolución. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta, observada en varios canales discretos de anchuras de banda relativamente estrechas (1 a 5%); pueden ser hiperespectrales (varios cientos de canales). Aplicable en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Imágenes de SAR. Principio: radiación de microondas retrodispersada en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz captada por un SAR. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.6.16 **Topografía de la superficie terrestre**

*Definición:* mapa de las alturas de la superficie terrestre. Unidad física: [m]. Unidad de incertidumbre: [m].

*Método 1.* Estereoscopía de alta resolución en el visible. Principio: radiación solar reflejada en el visible observada en uno o más canales de anchuras de banda relativamente estrechas (1 a 5%) desde por lo menos dos direcciones de visión, por lo general de órbitas sucesivas, para aplicar la estereoscopía. Aplicable solamente en satélite en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Interferometría con SAR. Principio: radiación de microondas retrodispersada en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz captada por un SAR. Interferometría de pasos orbitales sucesivos. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Altimetría de radar. Principio: radiación retrodispersada de la superficie terrestre captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 13 y 3 o 5 GHz). Se complementa con radiometría de microondas pasiva de dos o tres canales (23 y 37 y/o 19 GHz), necesaria para la corrección de la trayectoria troposférica del vapor de agua y la rotación inducida por la ionosfera. Se requiere procesar la señal del SAR en el sentido de la trayectoria para obtener una resolución aceptable. Únicamente desde el nadir. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Altimetría de lidar. Principio: radiación retrodispersada en el visible y el infrarrojo cercano por lidar. Se prefieren dos longitudes de onda, por ejemplo, 532 y 1 064 nm. Visión únicamente al nadir. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.6.17 **Cobertura glaciárica**

*Definición:* fracción de zona de tierra cubierta por el hielo permanente. Unidad física: [%]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Estereoscopía de alta resolución en el visible. Principio: radiación solar reflejada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta observada en varios canales discretos de anchuras de banda relativamente estrechas (1 a 5%). Aplicable en satélite en órbita terrestre baja y, posiblemente, en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Imágenes de SAR. Principio: radiación de microondas retrodispersada en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz captada por un SAR. Se utiliza interferometría para detectar cambios. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.6.18 **Topografía del glaciar**

*Definición:* mapa de la altura de la superficie de un glaciar. Unidad física: [cm]. Unidad de incertidumbre: [cm].

*Método 1.* Interferometría con SAR. Principio: radiación de microondas retrodispersada en las frecuencias de 1,3, 5 u 11 GHz captada por un SAR. Interferometría de pasos orbitales sucesivos. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

## 5.7 PARTE SÓLIDA DE LA TIERRA

Esta categoría incluye las variables que caracterizan la parte sólida de la Tierra (geodesia del espacio e interior de la Tierra). En el cuadro 5.6 se enumeran las variables que se observan desde el espacio.

**Cuadro 5.6. Variables geofísicas incluidas en la categoría “Parte sólida de la Tierra”**

Geoide	Posicionamiento de las placas corticales	Movimiento cortical (horizontal y vertical)	Campo gravitatorio	Gradientes de gravedad
--------	--	---	--------------------	------------------------

### 5.7.1 Geoide

*Definición:* superficie equipotencial que podría coincidir exactamente con la superficie oceánica media de la Tierra si los océanos estuviesen en equilibrio, calmos y se extendiesen por los continentes (como con canales muy estrechos). Unidad física: [cm]. Unidad de incertidumbre: [cm].

*Método 1.* Altimetría de radar. Principio: radiación retrodispersada de la superficie del mar captada por un radar de frecuencia media (es preferible utilizar doble frecuencia, 13 y 3 o 5 GHz). Se complementa con radiometría pasiva de microondas de dos o tres canales (23 y 37 y/o 19 GHz) necesaria para la corrección de la trayectoria troposférica del vapor de agua y la rotación inducida por la ionosfera. Se necesitan órbitas altamente estables (altitud relativamente elevada, inclinación de entre 50° y 70° y ciclo de repetición exacto). El análisis multiorbital permite filtrar las perturbaciones transitorias de olas, corrientes oceánicas y mareas. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Observación del campo gravitatorio. Principio: observación del campo gravitatorio a la altura del satélite mediante acelerómetros, gradiómetros y seguimiento intersatelital (satélites acoplados o con satélites GPS). Se emplean órbitas bajas, que cambian durante la misión. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.7.2 Posicionamiento de las placas corticales

*Definición:* base para rastrear la evolución de la dinámica de la litosfera. Unidad física: [cm]. Unidad de incertidumbre: [cm].

*Método 1.* Telemetría láser. Principio: medición exacta de la distancia entre el satélite y la tierra apuntando al satélite con un láser instalado en tierra que capta la luz reflejada en espejos con aristas que cubren la superficie del satélite. Una red mundial permite proporcionar la orbitografía de precisión y la posición de las placas corticales en apoyo a las estaciones de telemetría láser. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Receptor GPS. Principio: análisis estadístico de la posición de un receptor GPS instalado en tierra localizado por constelaciones de satélites de navegación (GPS, GLONASS, Compass, Galileo). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.7.3 Movimiento cortical (horizontal y vertical)

*Definición:* cambios de la posición y la altura de las placas terrestres a lo largo del tiempo. Indicativo de la dinámica de la litosfera; por consiguiente, útil para la predicción de sismos. Unidad física: [mm/a]. Unidad de incertidumbre: [ mm/a].

*Método 1.* Telemetría láser. Principio: análisis de los cambios de posicionamiento de las placas corticales, medidos con exactitud a partir de la distancia entre el satélite y la tierra obtenida



con un láser instalado en tierra que capta la luz reflejada en espejos con aristas que cubren la superficie del satélite. Una red mundial de estaciones de telemetría láser permite efectuar este análisis. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Receptor GPS. Principio: análisis de los cambios de posicionamiento de las placas corticales, medidos con exactitud mediante receptores GPS instalados en tierra localizados por constelaciones de satélites de navegación (GPS, GLONASS, Compass, Galileo). Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

**5.7.4 Campo gravitatorio**

*Definición:* campo tridimensional, medido efectivamente *in situ* en altura orbital. Indicativo de la estática y la dinámica de la litosfera y el manto. Unidad física: [mGal] (1 Gal = 0,01 m/s<sup>2</sup>, entonces 1 mGal ≈ 10<sup>-6</sup> g<sub>0</sub>. “Gal” significa Galileo). Unidad de incertidumbre: [mGal].

*Método 1.* Gradiometría. Principio: red apropiada de acelerómetros sensibles a las anomalías del campo gravitatorio que atraviesa el satélite durante su movimiento en órbita. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Seguimiento intersatelital. Principio: vigilancia continua de la distancia entre satélites en órbitas coordinadas por radar o lidar de banda K, por ejemplo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

**5.7.5 Gradientes de gravedad**

*Definición:* campo tridimensional, medido efectivamente *in situ* en altura orbital. Indicativo de pequeños detalles de la estática y la dinámica de la litosfera y del manto. Unidad física: [E], Eötvös (1 E = 1 mGal/10 km). Unidad de incertidumbre: [E].

*Método 1.* Gradiometría. Principio: red apropiada de acelerómetros sensibles a las anomalías del campo gravitatorio que atraviesa el satélite durante su movimiento en órbita. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Seguimiento intersatelital. Principio: vigilancia continua de la distancia entre satélites en órbitas coordinadas por radar o lidar de banda K, por ejemplo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

**5.8 QUÍMICA ATMOSFÉRICA**

Esta categoría incluye las especies químicas que repercuten en el ciclo del ozono y/o provocan el efecto invernadero y/o afectan a la calidad del aire. En el cuadro 5.7 se enumeran las especies que pueden observarse desde el espacio y que, hasta la fecha, son objeto de necesidades explícitas.

**Cuadro 5.7. Variables geofísicas incluidas en la categoría “Química atmosférica”**

O <sub>3</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	CFC-11	CH <sub>2</sub> O	ClO	CO	COS	HCl	HNO <sub>3</sub>	N <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	NO <sub>2</sub>	PAN	SF <sub>6</sub>
BrO	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	CFC-12	CH <sub>4</sub>	ClONO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	HDO	N <sub>2</sub> O	NO	OH	Ocurrencia de nubes estratosféricas polares	SO <sub>2</sub>

### 5.8.1 Ozono (O<sub>3</sub>)

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de O<sub>3</sub>. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera) + columna total. Unidad física: [nmol/mol] para capas; unidad Dobson [DU] para columna total (1 DU = 2,69 · 10<sup>20</sup> moléculas/m<sup>2</sup>). Unidad de incertidumbre: [nmol/mol] para capas; [DU] para columna total.

*Método 1.* Espectroscopía de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta y el visible observada con alta resolución espectral en varias bandas mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~9,7 μm) observada con resolución espectral media y alta mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Espectroscopía de onda corta (limbo). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta y el visible observada mediante exploración del limbo con alta resolución espectral, y líneas faltantes del espectro solar, lunar o estelar durante la ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Espectroscopía del infrarrojo (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~9,7 μm) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en satélite en órbita terrestre baja.

*Método 5.* Espectroscopía de microondas/ondas submilimétricas (limbo). Principio: radiación emitida en la región de microondas/ondas submilimétricas (por ejemplo, ~240, 300 y 500 GHz) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 6.* Lidar de absorción diferencial. Principio: radiación retrodispersada en una banda de absorción de ozono del ultravioleta, del visible o del infrarrojo térmico y una ventana lateral por lidar de absorción diferencial. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.8.2 Monóxido de bromo (BrO)

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de BrO. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta observada con alta resolución espectral en la región de 300 nm mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del ultravioleta (limbo). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta (región de 300 nm) observada mediante exploración del limbo con alta resolución espectral, y líneas faltantes del espectro solar, lunar o estelar durante la ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Espectroscopía de microondas/ondas submilimétricas (limbo). Principio: radiación emitida en la región de microondas/ondas submilimétricas (por ejemplo, ~640 GHz) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.8.3 Acetileno ( $C_2H_2$ )

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de  $C_2H_2$ . Requerido en la troposfera (capas: troposfera inferior y troposfera superior). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~7,5 y 13,7  $\mu m$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.8.4 Etano ( $C_2H_6$ )

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de  $C_2H_6$ . Requerido en la troposfera (capas: troposfera inferior y troposfera superior). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~ 3,3 y 12  $\mu m$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

### 5.8.5 Triclorofluorometano (CFC-11 = Freon-11)

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de CFC-11. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( 9,2 y 11,7  $\mu m$ ) observada con resolución espectral media y alta mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopia de infrarrojo térmico (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~9,2 y 11,7  $\mu m$ ) observada con resolución espectral media y alta mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.8.6 Diclorodifluorometano (CFC-12 = Freon-12)

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de CFC-12. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~8,8 y 10,8  $\mu m$ ) observada con resolución espectral media y alta mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~8,8 y 10,8  $\mu m$ ) observada con resolución espectral media y alta mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.8.7 **Formaldehído (CH<sub>2</sub>O = HCHO)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de CH<sub>2</sub>O. Requerido en la troposfera (capas: troposfera inferior y troposfera superior) + columna total. Unidad física: [nmol/mol] para capas; unidades de [1,3 · 10<sup>15</sup> moléculas/cm<sup>2</sup>] para la columna total. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol] para capas; [1,3 · 10<sup>15</sup> cm<sup>-2</sup>] para la columna total.

*Método 1.* Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta (~350 nm) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geostacionaria.

### 5.8.8 **Metano (CH<sub>4</sub>)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de CH<sub>4</sub>. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera) + columna total. Unidad física: [nmol/mol] para capas; unidades de [1,3 · 10<sup>15</sup> moléculas/cm<sup>2</sup>] para la columna total. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol] para capas; [1,3 · 10<sup>15</sup> moléculas/cm<sup>2</sup>] para la columna total.

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el infrarrojo de onda corta (~2,3 μm) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geostacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~3,4, 4,3 y 7,7 μm) observada con resolución espectral media y alta mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geostacionaria.

*Método 3.* Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (limbo). Principio: radiación dispersada en el infrarrojo de onda corta (~2,3 μm) observada mediante exploración del limbo con alta resolución espectral, y líneas faltantes del espectro solar, lunar o estelar durante la ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~3,4, 4,3 y 7,7 μm) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en satélite en órbita terrestre baja.

### 5.8.9 **Monóxido de cloro (ClO = hipoclorito)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de ClO. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [ nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta observada con alta resolución espectral en la región de 300 nm mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geostacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del ultravioleta (limbo). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta (región de 300 nm) observada mediante exploración del limbo con alta resolución espectral, y líneas faltantes del espectro solar, lunar o estelar durante la ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Espectroscopía de microondas/ondas submilimétricas (limbo). Principio: radiación emitida en la región de microondas/ondas submilimétricas (por ejemplo, ~640 GHz) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.8.10 **Nitrato de cloro (ClONO<sub>2</sub>)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de ClONO<sub>2</sub>. Requerido desde la troposfera media hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~5,7, 7,7 y 12,5 μm) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~5,7, 7,7 y 12,5 μm) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.8.11 **Monóxido de carbono (CO)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de CO. Requerido desde la superficie hasta la estratosfera inferior (capas: troposfera inferior, troposfera superior y estratosfera inferior) + columna total. Unidad física: [nmol/mol] para capas; unidades de [1,3 · 10<sup>15</sup> moléculas/cm<sup>2</sup>] para la columna total. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol] para capas; [1,3 · 10<sup>15</sup> moléculas/cm<sup>2</sup>] para la columna total.

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el infrarrojo de onda corta (~2,3 μm) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~4,6 μm) observada con resolución espectral media y alta mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (limbo). Principio: radiación dispersada en el infrarrojo de onda corta (~2,3 μm) observada mediante exploración del limbo con alta resolución espectral, y líneas faltantes del espectro solar, lunar o estelar durante la ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~4,6 μm) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.8.12 **Dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de CO<sub>2</sub>. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera) + columna total. Unidad física: [nmol/mol] para capas; unidades de [1,3 · 10<sup>15</sup> moléculas/cm<sup>2</sup>] para la columna total. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol] para capas; [1,3 · 10<sup>15</sup> moléculas/cm<sup>2</sup>] para la columna total.

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el infrarrojo de onda corta ( $\sim 1,6$  y  $2,1 \mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración a través del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 4,3$  y  $15 \mu\text{m}$ ) observada con resolución espectral media y alta mediante espectrómetros de exploración a través del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (limbo). Principio: radiación dispersada en el infrarrojo de onda corta ( $\sim 1,6$  y  $2,1 \mu\text{m}$ ) observada mediante exploración del limbo con alta resolución espectral, y líneas faltantes del espectro solar, lunar o estelar durante la ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 4,3$  y  $15 \mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 5.* Lidar de absorción diferencial. Principio: radiación retrodispersada en una banda de absorción de  $\text{CO}_2$  y una ventana lateral por lidar de absorción diferencial. Se dispone de varias bandas, por ejemplo, cerca de  $1,6$  y  $2,0 \mu\text{m}$ . Solo es viable la columna total. A fin de lograr la incertidumbre requerida ( $\sim 0,3\%$ ), se necesita integración en una zona amplia y bastante tiempo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.8.13 **Sulfuro de carbonilo (COS)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de COS. Requerido desde la superficie hasta la estratosfera inferior (capas: troposfera inferior, troposfera superior y estratosfera inferior). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 4,8$  y  $11,6 \mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 4,8$  y  $11,6 \mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.8.14 **Vapor de agua (H<sub>2</sub>O)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de  $\text{H}_2\text{O}$  (en su calidad de especie química importante para el estudio de la química atmosférica). Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta observada con alta resolución espectral en varias bandas mediante espectrómetros de exploración a través del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 6,3 \mu\text{m}$ ) observada con resolución espectral media-alta mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Espectroscopía del infrarrojo lejano (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo lejano ( $\sim 18 \mu\text{m}$ ) observada con resolución espectral media-alta mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 4.* Radio ocultación del GNSS. Principio: refracción atmosférica de señales de banda L del GNSS recibidas por un satélite en órbita terrestre baja durante la fase de ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 5.* Espectroscopía de onda corta (limbo). Principio: radiación dispersada en el visible, el infrarrojo cercano y el infrarrojo de onda corta observada mediante exploración del limbo con alta resolución espectral, y líneas faltantes del espectro solar, lunar o estelar durante la ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 6.* Espectroscopía del infrarrojo (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 6,3 \mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 7.* Espectroscopía de microondas/ondas submilimétricas (limbo). Principio: radiación emitida en varias bandas de la región de microondas/ondas submilimétricas observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 8.* Lidar de absorción diferencial. Principio: radiación retrodispersada en una banda de absorción del ultravioleta, del visible o del infrarrojo térmico y una ventana lateral por lidar de absorción diferencial. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.8.15 **Cloruro de hidrógeno (HCl)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de HCl. Requerido desde la troposfera media hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía de microondas/ondas submilimétricas (limbo). Principio: radiación emitida en la región de microondas/ondas submilimétricas (por ejemplo,  $\sim 625 \text{ GHz}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.8.16 **Agua semipesada (HDO)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de HDO (vapor de agua con un núcleo de hidrógeno reemplazado por su isótopo deuterio). Requerido desde la estratosfera inferior hasta la capa superior de la atmósfera (capas: estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía de microondas/ondas submilimétricas (limbo). Principio: radiación emitida en la región de microondas/ondas submilimétricas (por ejemplo,  $\sim 1\,000 \text{ GHz}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.8.17 **Ácido nítrico (HNO<sub>3</sub>)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de HNO<sub>3</sub>. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior,



estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera) + columna total. Unidad física: [nmol/mol] para capas; unidades de [ $1,3 \cdot 10^{15}$  moléculas/cm<sup>2</sup>] para la columna total. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol] para capas; [ $1,3 \cdot 10^{15}$  moléculas/cm<sup>2</sup>] para la columna total.

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~5,9, 7,6 y 11,3  $\mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~5,9, 7,6 y 11,3  $\mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Espectroscopía de microondas/ondas submilimétricas (limbo). Principio: radiación emitida en la región de microondas/ondas submilimétricas (por ejemplo, ~345 GHz) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.8.18 Óxido nitroso (N<sub>2</sub>O)

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de N<sub>2</sub>O. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera. Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el infrarrojo de onda corta (~2,3  $\mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~4,5 y 7,7  $\mu\text{m}$ ) observada con resolución espectral media-alta mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 3.* Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (limbo). Principio: radiación dispersada en el infrarrojo de onda corta (~2,3  $\mu\text{m}$ ) observada por exploración del limbo con alta resolución espectral, y líneas faltantes del espectro solar, lunar o estelar durante la ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~4,5 y 7,7  $\mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 5.* Espectroscopía de microondas/ondas submilimétricas (limbo). Principio: radiación emitida en la región de microondas/ondas submilimétricas (por ejemplo, ~300 y 500 GHz) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.8.19 Pentóxido de dinitrógeno (N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>)

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de N<sub>2</sub>O<sub>5</sub> Requerido en la troposfera (capas: troposfera inferior y troposfera superior). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 5,8$  y  $8,0 \mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración a través del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geostacionaria.

#### 5.8.20 Óxido nítrico (NO)

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de NO. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta ( $\sim 250 \text{ nm}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geostacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 5,3 \mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geostacionaria.

*Método 3.* Espectroscopía de onda corta (limbo). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta ( $\sim 250 \text{ nm}$ ) observada mediante exploración del limbo con alta resolución espectral, y líneas faltantes del espectro solar, lunar o estelar durante la ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Espectroscopía del infrarrojo (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 5,3 \mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

#### 5.8.21 Dióxido de nitrógeno (NO<sub>2</sub>)

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de NO<sub>2</sub>. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera) + columna total. Unidad física: [nmol/mol] para capas; unidades de  $[1,3 \cdot 10^{15} \text{ moléculas/cm}^2]$  para la columna total. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol] para capas;  $[1,3 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-2}]$  para la columna total.

*Método 1.* Espectroscopía de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta y el visible observada con alta resolución espectral en varias bandas por espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geostacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 6,1 \mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geostacionaria.

*Método 3.* Espectroscopía de onda corta (limbo). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta y visible observada mediante exploración del limbo con alta resolución espectral, y líneas faltantes del espectro solar, lunar o estelar durante la ocultación. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Espectroscopía del infrarrojo (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 6,1 \mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en satélite en órbita terrestre baja.

### 5.8.22 **Radical hidroxilo (OH)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de OH. Requerido desde la superficie hasta la capa superior de la atmósfera (capas: troposfera inferior, troposfera superior, estratosfera inferior, estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía de ondas submilimétricas (limbo). Principio: radiación emitida en la región de ondas submilimétricas (~2 500 GHz) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo lejano (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo lejano (varias líneas en el intervalo de 28 a 182  $\mu\text{m}$ , siendo mejor el de ~84  $\mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.8.23 **Nitrato de peroxiacetilo (PAN)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de PAN. Requerido en la troposfera (capas: troposfera inferior y troposfera superior). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico (~5,7, 8,6 y 12,5  $\mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.8.24 **Ocurrencia de nubes estratosféricas polares**

*Definición:* campo tridimensional de la ocurrencia de nubes estratosféricas polares. Requerido en la estratosfera inferior (capa: estratosfera inferior). Incertidumbre expresada como índice de aciertos [HR] e índice de falsas alarmas [FAR].

*Método 1.* Espectroscopía de onda corta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta y el visible observada con resolución espectral moderada mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía de onda corta (limbo). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta y el visible observada mediante exploración del limbo con resolución espectral moderada. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Espectroscopía del infrarrojo (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico observada con resolución espectral moderada mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 4.* Lidar de retrodispersión. Principio: radiación retrodispersada en el ultravioleta, el visible o el infrarrojo cercano por lidar. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.8.25 **Hexafluoruro de azufre (SF<sub>6</sub>)**

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de SF<sub>6</sub>. Requerido desde la estratosfera inferior hasta la capa superior de la atmósfera (capas: estratosfera inferior y estratosfera superior y mesosfera). Unidad física: [nmol/mol]. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol].

*Método 1.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 10,5 \mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (limbo). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 10,5 \mu\text{m}$ ) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de sondeo del limbo. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

### 5.8.26 Dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ )

*Definición:* campo tridimensional de la fracción molar de aire seco de  $\text{SO}_2$ . Requerido desde la superficie hasta la estratosfera inferior (capas: troposfera inferior, troposfera superior y estratosfera inferior) + columna total. Unidad física: [nmol/mol] para capas; unidades de [ $1,3 \cdot 10^{15}$  moléculas/cm<sup>2</sup>] para la columna total. Unidad de incertidumbre: [nmol/mol] para capas; [ $1,3 \cdot 10^{15}$  cm<sup>-2</sup>] para la columna total.

*Método 1.* Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir). Principio: radiación dispersada en el ultravioleta ( $\sim 350$  nm) observada con alta resolución espectral mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

*Método 2.* Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir). Principio: radiación emitida en el infrarrojo térmico ( $\sim 7,3$  y  $8,6 \mu\text{m}$ ) observada con resolución espectral media-alta mediante espectrómetros de exploración del nadir. Aplicable tanto en órbita terrestre baja como en órbita geoestacionaria.

## 5.9 TIEMPO ESPACIAL

Esta categoría incluye las variables que caracterizan el tiempo espacial, clasificadas en tres clases, a saber:

- vigilancia de los procesos solares (cuadro 5.8);
- espacio interplanetario entre el Sol y la Tierra, caracterizado por el viento solar (cuadro 5.9);
- proximidad a la Tierra: la magnetosfera y la ionosfera (cuadro 5.10).

**Cuadro 5.8. Observaciones satelitales para la vigilancia de los procesos solares**

<i>Variable</i>	<i>Detalles</i>	<i>Unidad física</i>
Rayos gama solares, rayos X, UV extremo, UV, visible	Densidad de flujo integrado	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
	Espectro del flujo	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{nm}^{-1}$
	Imagen del flujo	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{arcsec}^{-2}$
Imagen solar en la línea K del calcio ionizado (Ca-II)	Línea K del Ca-II (393,4 nm)	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{arcsec}^{-2}$
Imagen solar en la línea del hidrógeno alfa	Transición hidrógeno alfa (656,3 nm)	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{arcsec}^{-2}$
Imagen solar en la línea Lyman alfa	Transición hidrógeno Lyman alfa (121,6 nm)	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{arcsec}^{-2}$
Flujo solar en la línea Lyman alfa	Transición hidrógeno Lyman alfa (121,6 nm)	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{nm}^{-2}$

<i>Variable</i>	<i>Detalles</i>	<i>Unidad física</i>
Campo magnético solar	Campo magnético en la superficie solar (fotosfera)	nT
Espectro del flujo radioelétrico solar	Flujo radioelétrico integrado en el disco solar	$W \cdot m^{-2} \cdot Hz^{-1}$
Imagen del flujo radioelétrico solar	Flujo radioelétrico recibido del disco solar	$W \cdot m^{-2} \cdot Hz^{-1} \cdot arcsec^{-2}$
Campos de velocidad solar	Mapa tridimensional de la velocidad del plasma en la fotosfera	$m \cdot s^{-1} \cdot arcsec^{-2}$
Campo eléctrico solar	Mapa del campo eléctrico en la fotosfera	$mV \cdot m^{-1} \cdot arcsec^{-2}$
Imagen de la corona solar	Imagen de la corona que rodea al Sol	$W \cdot m^{-2} \cdot arcsec^{-2}$

**Cuadro 5.9. Observaciones satelitales para el estudio del espacio interplanetario entre el Sol y la Tierra y el viento solar**

<i>Variable</i>	<i>Detalles</i>	<i>Unidad física</i>
Electrones, protones, neutrones, partículas alfa	Densidad del flujo integrado Flujo direccional diferencial Flujo direccional integral	partículas $\cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ partículas $\cdot m^{-2} \cdot s^{-1} \cdot sr^{-1} \cdot eV^{-1}$ partículas $\cdot m^{-2} \cdot s^{-1} \cdot sr^{-1}$
Iones pesados [ $2(He) < Z \leq 26(Fe)$ ]	Energía del flujo angular y espectro másico Flujo direccional integral	partículas $\cdot m^{-2} \cdot s^{-1} \cdot sr^{-1}$ (MeV/nucleón) <sup>-1</sup> partículas $\cdot m^{-2} \cdot s^{-1} \cdot sr^{-1}$
Rayos cósmicos	Flujo de neutrones	neutrón $\cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$
Rayos gama, rayos X, UV extremo, visible, infrarrojo cercano, infrarrojo de onda corta	Flujo Espectro del flujo Imagen celeste	$W \cdot m^{-2}$ $W \cdot m^{-2} \cdot nm^{-1}$ $W \cdot m^{-2} \cdot arcsec^{-2}$
Ondas radioelétricas	Densidad del flujo integrado	$W \cdot m^{-2} \cdot Hz^{-1}$
Imagen heliosférica	Imagen del entorno del viento solar	$W \cdot m^{-2} \cdot arcsec^{-2}$
Campo magnético interplanetario	Campo magnético en el viento solar	nT
Densidad del viento solar	Densidad del plasma del viento solar	partículas $\cdot cm^{-3}$
Temperatura del viento solar	Temperatura del plasma del viento solar	K
Velocidad del viento solar	Velocidad del plasma del viento solar	km $\cdot s^{-1}$

**Cuadro 5.10. Observaciones satelitales específicas para el estudio de la magnetosfera y la ionosfera**

<i>Variable</i>	<i>Detalles</i>	<i>Unidad física</i>
Velocidad del plasma ionosférico	Velocidad de la masa de plasma o electrones, una función de la altitud	km $\cdot s^{-1}$
Centelleo ionosférico	Fluctuaciones aleatorias de ondas radioelétricas e índice de refracción	Sin dimensiones
Contenido total de electrones en la ionosfera	Número de electrones entre dos puntos	TECU

<i>Variable</i>	<i>Detalles</i>	<i>Unidad física</i>
Densidad de electrones	Distribución tridimensional de la densidad de electrones en la ionosfera	electrones·m <sup>-3</sup>
Campo magnético	Campo magnético en el entorno terrestre (magnetosfera)	nT
Campo eléctrico	Magnitud y dirección del campo eléctrico de la Tierra	mV · m
Carga electrostática	Carga eléctrica acumulada en una plataforma a bordo de un satélite	pA · cm <sup>-2</sup>
Tasa de dosis de radiación	Campo tridimensional de la tasa de dosis de partículas energéticas	mSv · h <sup>-1</sup>

En las secciones siguientes se proporcionan detalles de algunas variables para el estudio específico de la ionosfera y la magnetosfera.

### 5.9.1 Contenido total de electrones en la ionosfera

*Definición:* número de electrones en una trayectoria entre dos puntos. Observado en diversos ángulos de visión para generar perfiles verticales por tomografía. Requerido en la ionosfera y la plasmasfera. Unidad física: [electrones/m<sup>2</sup>]; unidad práctica: TECU = 10<sup>16</sup> electrones/m<sup>2</sup>. Unidad de la incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radio ocultación del GNSS. Principio: refracción diferencial entre dos frecuencias (~1,2 y 1,6 GHz) transmitidas por un satélite de navegación y recibidas por un satélite en órbita terrestre baja durante la fase de la ocultación. Contenido integrado en la trayectoria observado en alturas tangenciales cambiantes para proporcionar el perfil vertical. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 2.* Altimetría de radar. Principio: retardo diferencial de fase entre señales de un altímetro de radar de dos frecuencias (~13 GHz y ~3 o 5 GHz). La medición de la rotación de fase, fundamentalmente necesaria para corregir la medición de la distancia efectuada con el altímetro, se emplea también para deducir el contenido total de electrones integrado en columna. Aplicable solamente en órbita terrestre baja.

*Método 3.* Retardo de fase de la señal de GPS en órbita terrestre baja. Principio: retardo diferencial de fase entre señales de transmisores GPS de dos frecuencias (~1,2 y 1,6 GHz) y un receptor en órbita terrestre baja que utiliza el GPS para la navegación. En principio, cualquier satélite dotado con un sistema de navegación GPS es adecuado. La información se refiere a la parte superior de la ionosfera y la plasmasfera, esto es, la capa entre la altura del satélite y la altura del GPS (~20 000 km). Aplicable solamente en satélite en órbita terrestre baja.

### 5.9.2 Densidad de electrones

*Definición:* distribución tridimensional de la densidad de electrones. Requerido en la ionosfera y la plasmasfera. Unidad física: [electrones/m<sup>3</sup>]. Unidad de incertidumbre: [%].

*Método 1.* Radio ocultación del GNSS. Principio: refracción diferencial entre dos frecuencias (~1,2 y ~1,6 GHz) transmitidas por un satélite de navegación y recibidas por un satélite en órbita terrestre baja durante la fase de ocultación. Obtenida de la tomografía del contenido total de electrones. Aplicable solamente en satélite en órbita terrestre baja.

### 5.9.3 Campo magnético

*Definición:* magnitud y dirección del campo magnético de la Tierra. Indicativo del grado de perturbación geomagnética en la magnetosfera y en el interior de la Tierra. Requerido en la magnetosfera. Unidad física: [nT] (1 tesla = 10<sup>4</sup> gauss). Unidad de incertidumbre: [nT].

*Método 1.* Magnetometría. Principio: mayor número de magnetómetros para mediciones *in situ* a lo largo de la órbita conforme se desplaza el satélite. Aplicable en órbita terrestre baja, en órbita geoestacionaria y en órbitas muy elípticas.

#### 5.9.4 **Campo eléctrico**

*Definición:* magnitud y dirección del campo eléctrico de la Tierra. Requerido en la ionosfera.  
Unidad física: [mV · m<sup>-1</sup>]. Unidad de incertidumbre: [mV · m<sup>-1</sup>].

*Método 1.* Deriva de iones. Principio: medición de la magnitud y dirección del flujo entrante de iones. El campo eléctrico se obtiene de la relación entre el campo eléctrico, la velocidad de la deriva de iones y la intensidad del campo magnético medidas. Medición *in situ* a lo largo de la órbita conforme se desplaza el satélite. Aplicable en órbita terrestre baja y en órbitas muy elípticas.

---



## ANEXO. CALIDAD ALCANZABLE DE LOS PRODUCTOS SATELITALES

En el presente anexo se indica la calidad que puede obtenerse en cuanto al error de la raíz cuadrática media (RMS)<sup>1</sup>, la resolución horizontal ( $\Delta x$ ), la resolución vertical ( $\Delta z$ ) y el ciclo de observación ( $\Delta t$ ), suponiendo el número de satélites que se necesitan para el ciclo de observación  $\Delta t$  citado, y las principales condiciones o limitaciones de observación posibles. Dichas estimaciones sobre la calidad se basan en las características de los instrumentos más modernos que se están desarrollando en el momento de redactarse la presente Guía y que se prevé estarán operativos en 2020.

Tales estimaciones se hacen para cada principio de teledetección aplicable respecto de las variables geofísicas de las ocho categorías siguientes:

- a) variables atmosféricas básicas tridimensionales y bidimensionales;
- b) variables de nube y precipitación;
- c) aerosoles y radiación;
- d) océano y hielo marino;
- e) superficie terrestre (incluida la nieve);
- f) parte sólida de la Tierra;
- g) química atmosférica;
- h) tiempo espacial.

### 1. VARIABLES ATMOSFÉRICAS BÁSICAS TRIDIMENSIONALES Y BIDIMENSIONALES

**Cuadro 5.A.1. Variables geofísicas incluidas en la categoría “Variables atmosféricas básicas tridimensionales y bidimensionales”**

Temperatura atmosférica	Viento (horizontal)	Altura de la cima de la capa límite planetaria	Altura de la tropopausa
Humedad específica	Vector viento en la superficie (horizontal)	Temperatura de la tropopausa	

<sup>1</sup> Nótese que el error de la raíz cuadrática media empleado en esta parte corresponde aproximadamente a una incertidumbre ampliada con un factor de cobertura  $k=1$ , mientras que en el resto de la Guía suele aplicarse un factor de cobertura  $k=2$  (véase el capítulo 1 de la parte 1 (sección 1.6.4.3) y la publicación *Evaluation of Measurement Data – Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement* (Comité Conjunto para las Guías en Metrología, 100:2008).

**Cuadro 5.A.1.1. Calidad potencial estimada del producto "temperatura atmosférica" (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo	1 K	20	1	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo	1 K	20	1	0,5	6	Aire claro
	LEO	Radiometría de microondas/ondas submilimétrica	1,5 K	30	1,5	4	3	Prácticamente en todas las cond. met.
	GEO	Radiometría de microondas/ondas submilimétrica	1,5 K	30	1,7	0,5	6	Prácticamente en todas las cond. met.
	LEO	Radio ocultación del GNSS	1 K	300	0,5	12	12	Todas las cond. met.
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo	3 K	20	3	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo	4 K	20	4	0,5	6	-
	LEO	Radiometría de microondas/ondas submilimétricas	4 K	30	4	4	3	-
	GEO	Radiometría de microondas/ondas submilimétricas	4 K	30	4	0,5	6	-
	LEO	Radio ocultación del GNSS	2 K	300	1	12	12	-
	LEO	Sondeo del limbo	2 K	300	2	72	1	-

**Cuadro 5.A.1.2. Calidad potencial estimada del producto “humedad específica” (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo	10%	20	1,5	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo	10%	20	2	0,5	6	Aire claro
	LEO	Radiometría de microondas/ ondas submilimétricas	15%	30	2,5	4	3	Prácticamente en todas las cond. met.
	GEO	Radiometría de microondas/ ondas submilimétricas	15%	30	2,5	0,5	6	Prácticamente en todas las cond. met.
	LEO	Radio ocultación de GNSS	10%	300	0,5	12	12	Todas las cond. met.
	LEO	Lidar de absorción diferencial (no exploratorio)	2%	50	0,3	360	1	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo	15%	20	4	4	3	–
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo	20%	20	5	0,5	6	–
	LEO	Radiometría de microondas/ ondas submilimétricas	30%	30	5	4	3	–
	GEO	Radiometría de microondas/ ondas submilimétricas	30%	30	5	0,5	6	–
	LEO	Radio ocultación de GNSS	20%	300	5	12	12	–
	LEO	Lidar de absorción diferencial (no exploratorio)	10%	50	2	360	1	–
	LEO	Sondeo del limbo	20%	300	2	72	1	–

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Columna total	LEO	Sondeo del infrarrojo	2 kg · m <sup>-2</sup>	20	–	4	3	Aire claro
	GEO	Sondeo del infrarrojo	2 kg · m <sup>-2</sup>	20	–	0,5	6	Aire claro
	LEO	Sondeo de microondas	3 kg · m <sup>-2</sup>	30	–	4	3	Todas las cond. met.
	GEO	Sondeo de microondas	3 kg · m <sup>-2</sup>	30	–	0,5	6	Todas las cond. met.
	LEO	Lidar de absorción diferencial (no exploratorio)	1 kg · m <sup>-2</sup>	50	–	360	1	Aire claro
	LEO	Ventana dividida de infrarrojos	4 kg · m <sup>-2</sup>	1	–	4	3	Aire claro
	GEO	Ventana dividida de infrarrojos	4 kg · m <sup>-2</sup>	4	–	0,1	6	Aire claro
	LEO	Captura de imágenes en microondas (23 GHz)	2 kg · m <sup>-2</sup>	20	–	3	8 (GPM) <sup>a</sup>	Todas las cond. met., mar
	LEO	Captura de imágenes en el infrarrojo cercano (935 nm)	3 kg · m <sup>-2</sup>	8	–	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Captura de imágenes en el infrarrojo cercano (935 nm)	3 kg · m <sup>-2</sup>	16	–	0,25	6	Aire claro, a la luz del día

Nota:

a Contribuyen a la Misión Mundial de Medición de la Precipitación.

**Cuadro 5.A.1.3. Calidad potencial estimada del producto “viento (horizontal)” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Lidar Doppler (no exploratorio)	$1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	50	0,5	180	1	Aire claro
	LEO	Secuencias de imágenes en el visible y el infrarrojo	$6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	15	6	4	3	Se necesitan trazadores, regiones polares
	GEO	Secuencias de imágenes en el visible y el infrarrojo	$5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	50	6	1	6	Se necesitan trazadores
	LEO	Sonda captadora de imágenes en el infrarrojo	$5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	160	2	4	3	Aire claro, regiones polares
	GEO	Sonda captadora de imágenes en el infrarrojo	$4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	160	2	1	6	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Lidar Doppler (no exploratorio)	$4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	50	2	180	1	No exploratorio
	LEO	Desviación Doppler (exploración del limbo)	$5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	300	2	72	1	A la luz del día

**Cuadro 5.A.1.4. Calidad potencial estimada del producto “vector viento en la superficie (horizontal)” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Dispersómetro de radar	$2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	20	-	12	3	En el mar. Todas las condiciones meteorológicas
	LEO	Radiometría polarimétrica de microondas	$3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	10	-	8	3	En el mar. Todas las condiciones meteorológicas
	LEO	Imágenes en microondas	$3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	10	-	8	3	En el mar. Todas las condiciones meteorológicas. Velocidad solamente
	LEO	Altimetría de radar (no exploratorio)	$3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	100	-	120	2	En el mar. Todas las condiciones meteorológicas. Velocidad solamente

**Cuadro 5.A.1.5. Calidad potencial estimada del producto "altura de la cima de la capa límite planetaria" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
N/A	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	0,1 km	50	-	360	1	Aire claro
	LEO	Sondeo del infrarrojo	0,5 km	20	-	4	3	Aire claro
	GEO	Sondeo del infrarrojo	0,5 km	20	-	0,5	6	Aire claro
	LEO	Sondeo con GNSS	0,3 km	300	-	12	12	Todas las cond. met.

**Cuadro 5.A.1.6. Calidad potencial estimada del producto "altura de la tropopausa" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
N/A	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	0,1 km	50	-	360	1	Aire claro
	LEO	Sondeo del infrarrojo	2 km	20	-	4	3	Aire claro
	GEO	Sondeo del infrarrojo	2 km	20	-	0,5	6	Aire claro
	LEO	Sondeo con GNSS	0,5 km	300	-	12	12	Todas las cond. met.

**Cuadro 5.A.1.7. Calidad potencial estimada del producto "temperatura de la tropopausa" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
N/A	LEO	Sondeo del infrarrojo	2 K	20	-	4	3	Aire claro
	GEO	Sondeo del infrarrojo	2,5 K	20	-	0,5	6	Aire claro
	LEO	Sondeo con GNSS	1 K	300	-	12	12	Todas las cond. met.
	LEO	Sondeo del limbo	1,5 K	300	-	72	1	Aire claro

## 2. VARIABLES DE NUBE Y PRECIPITACIÓN

**Cuadro 5.A.2. Variables geofísicas incluidas en la categoría “Variables de nube y precipitación”**

Temperatura de la cima de la nube	Altura de la base de la nube	Hielo de nube	Precipitación (líquida o sólida)
Altura de la cima de la nube	Profundidad óptica de la nube	Radio efectivo del hielo de nube	Intensidad de la precipitación en superficie (líquida o sólida)
Tipo de nube	Agua líquida de nube	Altura del nivel de congelación de las nubes	Precipitación acumulada (en 24 horas)
Nubosidad	Radio efectivo de la gota de nube	Profundidad de la capa de fusión de las nubes	Detección de relámpagos

**Cuadro 5.A.2.1. Calidad potencial estimada del producto “temperatura de la cima de la nube” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
N/A	LEO	Radiometría del infrarrojo	2 K	1	-	4	3	-
	GEO	Radiometría del infrarrojo	2 K	4	-	0,1	6	-
	LEO	Sondeo del infrarrojo	0,5 K	20	-	4	3	En el IFOV sondeado
	GEO	Sondeo del infrarrojo	1 K	20	-	0,5	6	En el IFOV sondeado

**Cuadro 5.A.2.2. Calidad potencial estimada del producto “altura de la cima de la nube” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
N/A	LEO	Radiometría del infrarrojo	0,5 km	1	-	4	3	-
	GEO	Radiometría del infrarrojo	0,5 km	4	-	0,1	6	-
	LEO	Sondeo del infrarrojo	0,3 km	20	-	4	3	En el IFOV sondeado
	GEO	Sondeo del infrarrojo	0,3 km	20	-	0,5	6	En el IFOV sondeado
	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	0,1 km	50	-	360	1	Multiórbita
	LEO	Radar de nubes (no exploratorio)	0,3 km	50	-	360	1	Multiórbita
	LEO	Espectroscopía de la banda A	0,3 km	4	-	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía de la banda A	0,3 km	8	-	0,25	6	A la luz del día



**Cuadro 5.A.2.3. Calidad potencial estimada del producto "tipo de nube" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
N/A	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	10 clases	4	-	4	3	Reducida de noche (no visible)
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	8 clases	12	-	0,1	1	Reducida de noche (no visible)

**Cuadro 5.A.2.4. Calidad potencial estimada del producto "nubosidad" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera	LEO	Sondeo del infrarrojo	10%	10	6	4	3	En el IFOV sondeado
	GEO	Sondeo del infrarrojo	10%	10	6	0,1	6	En el IFOV sondeado
	LEO	Radar de nubes (no exploratorio)	10%	250	1	720	1	Multiórbita
Columna total	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	3%	5	-	4	3	Reducida de noche (no visible)
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	3%	30	-	0,1	6	Reducida de noche (no visible)
	LEO	Sondeo del infrarrojo	10%	10	-	4	3	En el IFOV sondeado
	GEO	Sondeo del infrarrojo	10%	10	-	0,1	6	En el IFOV sondeado

**Cuadro 5.A.2.5. Calidad potencial estimada del producto "altura de la base de la nube" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
N/A	LEO	Radar de nubes (no exploratorio)	0,3 km	50	-	360	1	Multiórbita

**Cuadro 5.A.2.6. Calidad potencial estimada del producto “profundidad óptica de la nube” (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Columna total	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	0,1	50	-	360	1	Multi-órbita
	LEO	Polarimetría de onda corta	0,5	20	-	48	1	A la luz del día
	LEO	Radiometría de onda corta y del infrarrojo térmico	2	4	-	8	3	-
	GEO	Radiometría de onda corta y del infrarrojo térmico	2	12	-	0,1	6	-

**Cuadro 5.A.2.7. Calidad potencial estimada del producto “agua líquida de nube” (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Troposfera	LEO	Radar de nubes (no exploratorio)	10%	50	0,3	360	1	Multiórbita
	LEO	Radar de precipitación	20%	5	0,5	120	1	Nubes de precipitación
	LEO	Sondeo de microondas/ ondas submilimétricas	40%	20	3	3	8 (GPM)	-
	GEO	Sondeo de microondas/ ondas submilimétricas	60%	30	4	0,5	6	-
Columna total	LEO	Radar de nubes (no exploratorio)	100 g · m <sup>-2</sup>	50	-	360	1	Multiórbita
	LEO	Radar de precipitación	200 g · m <sup>-2</sup>	5	-	120	1	Nubes de precipitación
	LEO	Sondeo de microondas/ ondas submilimétricas	200 g · m <sup>-2</sup>	20	-	3	8 (GPM)	-
	GEO	Sondeo de microondas/ ondas submilimétricas	300 g · m <sup>-2</sup>	30	-	0,5	6	-

**Cuadro 5.A.2.8. Calidad potencial estimada del producto "radio efectivo de la gota de nube" (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Troposfera	LEO	Radar de nubes (no exploratorio)	3 $\mu\text{m}$	50	0,3	360	1	Nubes sin precipitación
	LEO	Radar de precipitación	10 $\mu\text{m}$	5	0,3	120	1	Nubes de precipitación
	LEO	Sondeo de microondas/ ondas submilimétricas	30 $\mu\text{m}$	20	3	3	8 (GPM)	Altamente asistido por modelo
	GEO	Sondeo de microondas/ ondas submilimétricas	30 $\mu\text{m}$	30	3	0,5	6	Altamente asistido por modelo
Cima de la nube	LEO	Radar de nubes (no exploratorio)	3 $\mu\text{m}$	50	–	360	1	Multiórbita
	LEO	Sondeo de microondas/ ondas submilimétricas	10 $\mu\text{m}$	20	–	3	8 (GPM)	–
	GEO	Sondeo de microondas/ ondas submilimétricas	10 $\mu\text{m}$	30	–	0,5	6	–
	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	0,2 $\mu\text{m}$	50	–	360	1	Multiórbita
	LEO	Polarimetría de onda corta	1 $\mu\text{m}$	10	–	48	1	A la luz del día
	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	2 $\mu\text{m}$	1	–	4	3	Reducida de noche (no visible)
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	2 $\mu\text{m}$	4	–	0,1	6	Reducida de noche (no visible)

**Cuadro 5.A.2.9. Calidad potencial estimada del producto “hielo de nube” (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Troposfera	LEO	Radar de nubes (no exploratorio)	10%	50	0,3	360	1	Nubes sin precipitación
	LEO	Radar de precipitación	20%	5	0,3	120	1	Nubes de precipitación
	LEO	Sondeo de microondas/ ondas submilimétricas	50%	20	3	3	8 (GPM)	Altamente asistido por modelo
	GEO	Sondeo de microondas/ ondas submilimétricas	50%	30	3	0,5	6	Altamente asistido por modelo
Columna total	LEO	Radar de nubes (no exploratorio)	$20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	50	-	360	1	Nubes sin precipitación
	LEO	Radar de precipitación	$20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	5	-	120	1	Nubes de precipitación
	LEO	Sondeo de microondas/ ondas submilimétricas	$40 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	20	-	3	8 (GPM)	Asistido por modelo
	GEO	Sondeo de microondas/ ondas submilimétricas	$40 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	30	-	0,5	6	Asistido por modelo
	LEO	Captura de imágenes en ondas submilimétricas	$20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	10	-	24	1	-
	LEO	Captura de imágenes en el infrarrojo lejano	$20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	10	-	24	1	-

**Cuadro 5.A.2.10. Calidad potencial estimada del producto “radio efectivo del hielo de nube” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera	LEO	Radar de nubes (no exploratorio)	3 $\mu\text{m}$	50	0,3	360	1	Nubes sin precipitación
	LEO	Radar de precipitación	10 $\mu\text{m}$	5	0,3	120	1	Nubes de precipitación
	LEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	30 $\mu\text{m}$	20	3	3	8 (GPM)	Altamente asistido por modelo
	GEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	30 $\mu\text{m}$	30	3	0,5	6	Altamente asistido por modelo
Cima de la nube	LEO	Radar de nubes (no exploratorio)	3 $\mu\text{m}$	50	-	360	1	Multiórbita
	LEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	10 $\mu\text{m}$	20	-	3	8 (GPM)	-
	GEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	10 $\mu\text{m}$	30	-	0,5	6	-
	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	0,2 $\mu\text{m}$	50	-	360	1	Multiórbita
	LEO	Polarimetría de onda corta	1 $\mu\text{m}$	10	-	48	1	A la luz del día
	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	4 $\mu\text{m}$	1	-	4	3	Reducida de noche (no visible)
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	4 $\mu\text{m}$	4	-	0,1	6	Reducida de noche (no visible)

**Cuadro 5.A.2.11. Calidad potencial estimada del producto “altura del nivel de congelación de las nubes” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
N/A	LEO	Radar de precipitación	0,3 km	5	-	120	1	-
	LEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	1,5 km	30	-	4	3	-
	GEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	1,5 km	30	-	0,5	6	-

**Cuadro 5.A.2.12. Calidad potencial estimada del producto “profundidad de la capa de fusión de las nubes” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
	LEO	Radar de precipitación	0,3 km	5	-	120	1	-
N/A	LEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	1,5 km	30	-	4	3	-
	GEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	1,5 km	30	-	0,5	6	-

**Cuadro 5.A.2.13. Calidad potencial estimada del producto “precipitación (líquida o sólida)” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
	LEO	Radar de precipitación	10%	5	0,3	120	1	-
Troposfera	LEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	30%	20	3	3	8 (GPM)	Altamente asistido por modelo
	GEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	30%	30	3	0,5	6	Altamente asistido por modelo

**Cuadro 5.A.2.14. Calidad potencial estimada del producto “intensidad de la precipitación en la superficie (líquida o sólida)” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
	LEO	Radar de precipitación	0,5 mm h <sup>-1</sup>	5	-	120	1	-
	LEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	1 mm h <sup>-1</sup>	10	-	3	8 (GPM)	Altamente asistido por modelo
Superficie	GEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	1,5 mm h <sup>-1</sup>	10	-	0,5	6	Altamente asistido por modelo
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	5 mm h <sup>-1</sup>	10	-	0,1	6	Convección solamente
	GEO	Mediciones en microondas de sat. en LEO + mediciones en el infrarrojo de sat. en GEO	2,5 mm h <sup>-1</sup>	10	-	0,1	6	Producto a partir de combinación de datos

**Cuadro 5.A.2.15. Calidad potencial estimada del producto "precipitación acumulada (en 24 h)" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	GEO	Mediciones en microondas de sat. en LEO + mediciones en el infrarrojo de sat. en GEO	5 mm	10	-	3	3 (en LEO) + 6 (en GEO)	Producto a partir de combinación de datos
	GEO	Sondeo de microondas/ondas submilimétricas	2 mm	10	-	3	6	Altamente asistido por modelo

**Cuadro 5.A.2.16. Calidad potencial estimada del producto "detección de relámpagos" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
N/A	LEO	Cartografía de relámpagos	0,10/0,95 FAR/HR	5	-	12	3	-
	GEO	Cartografía de relámpagos	0,15/0,90 FAR/HR	10	-	0,01	6	-

### 3. AEROSOL Y RADIACIÓN

**Cuadro 5.A.3. Variables geofísicas incluidas en la categoría "Aerosoles y radiación"**

Profundidad óptica de aerosoles	Radiancia espectral ascendente en la capa superior de la atmósfera	Albedo de la superficie terrestre
Concentración de aerosoles	Irradiancia de onda larga ascendente en la capa superior de la atmósfera	Reflectancia bidireccional de onda corta de la superficie terrestre
Radio efectivo de aerosoles	Irradiancia de onda corta ascendente en la capa superior de la atmósfera	Irradiancia de onda larga ascendente en la superficie terrestre
Tipo de aerosol	Reflectancia de la nube de onda corta	Emisividad de onda larga de la superficie terrestre
Ceniza volcánica	Irradiancia de onda larga descendente en la superficie terrestre	Radiación activa de fotosíntesis
Irradiancia solar descendente en la capa superior de la atmósfera	Irradiancia de onda corta descendente en la superficie terrestre	Fracción de radiación activa de fotosíntesis absorbida



**Cuadro 5.A.3.1. Calidad potencial estimada del producto “profundidad óptica de aerosoles” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Columna total	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	0,01	50	-	360	1	Aire claro
	LEO	Polarimetría de onda corta	0,03	20	-	48	1	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía de onda corta	0,04	20	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta	0,04	20	-	1	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	0,05	5	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	0,05	2	-	0,1	6	Aire claro, a la luz del día

**Cuadro 5.A.3.2. Calidad potencial estimada del producto “concentración de aerosoles” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	1%	50	0,1	360	1	Aire claro
	LEO	Polarimetría de onda corta	5%	20	3	48	1	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	5%	20	3	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	10%	20	3	1	6	Aire claro, a la luz del día
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	2%	50	0,5	360	1	-
	LEO	Polarimetría de onda corta	20%	20	7	48	1	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	20%	20	8	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	20%	20	10	1	6	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía de onda corta (limbo)	10%	300	2	144	1	A la luz del día

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Columna total	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	$0,1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	50	-	360	1	Aire claro
	LEO	Polarimetría de onda corta	$0,4 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	20	-	48	1	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía de onda corta	$1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	20	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta	$1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	20	-	1	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	$4 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	4	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	$4 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	8	-	0,1	6	Aire claro, a la luz del día

**Cuadro 5.A.3.3. Calidad potencial estimada del producto "radio efectivo de aerosoles" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	$0,2 \mu\text{m}$	50	0,3	360	1	Aire claro
	LEO	Polarimetría de onda corta	$0,5 \mu\text{m}$	20	3	48	1	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	LEO	Espectroscopía de onda corta	$1 \mu\text{m}$	20	3	8	3	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	GEO	Espectroscopía de onda corta	$1 \mu\text{m}$	20	3	1	6	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
Columna total	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	$0,1 \mu\text{m}$	50	-	360	1	Aire claro
	LEO	Polarimetría de onda corta	$0,3 \mu\text{m}$	20	-	48	1	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	LEO	Espectroscopía de onda corta	$0,5 \mu\text{m}$	20	-	8	3	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	GEO	Espectroscopía de onda corta	$0,5 \mu\text{m}$	20	-	1	6	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo

**Cuadro 5.A.3.4. Calidad potencial estimada del producto “tipo de aerosol” (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Troposfera	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	6 clases	50	0,3	360	1	Aire claro
	LEO	Polarimetría de onda corta	4 clases	20	3	48	1	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	LEO	Espectroscopía de onda corta	4 clases	20	3	8	3	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	GEO	Espectroscopía de onda corta	4 clases	20	3	1	6	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
Columna total	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	6 clases	50	–	360	1	Aire claro
	LEO	Polarimetría de onda corta	4 clases	20	–	48	1	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	LEO	Espectroscopía de onda corta	4 clases	20	–	8	3	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	GEO	Espectroscopía de onda corta	4 clases	20	–	1	6	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	2 clases	4	–	8	3	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	2 clases	8	–	0,1	6	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo

**Cuadro 5.A.3.5. Calidad potencial estimada del producto “ceniza volcánica” (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Troposfera	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	1%	50	0,1	360	1	Aire claro
	LEO	Polarimetría de onda corta	5%	20	3	48	1	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	5%	20	3	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	10%	20	3	1	6	Aire claro, a la luz del día

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Estratosfera	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	2%	50	0,5	360	1	Aire claro
	LEO	Polarimetría de onda corta	20%	20	7	48	1	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	20%	20	8	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	20%	20	10	1	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía de onda corta (limbo)	10%	300	2	144	1	-
Columna total	LEO	Lidar de retrodispersión (no exploratorio)	$0,5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	50	-	360	1	Aire claro
	LEO	Polarimetría de onda corta	$2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	20	-	48	1	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía de onda corta	$4 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	20	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta	$4 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	20	-	1	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	$10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	4	-	8	3	Aire claro, sobre el mar
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	$10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$	8	-	0,1	6	Aire claro, sobre el mar

**Cuadro 5.A.3.6. Calidad potencial estimada del producto "irradiancia solar descendente en la capa superior de la atmósfera" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Capa superior de la atmósfera	LEO	Radiómetro de cavidad	$0,2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	N/A	-	24	1	Integración multiorbital
Capa superior de la atmósfera	GEO	Radiómetro de cavidad	$0,15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	N/A	-	24	6	Integración diaria

**Cuadro 5.A.3.7. Calidad potencial estimada del producto "radiancia espectral ascendente en la capa superior de la atmósfera" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Capa superior de la atmósfera	LEO	Espectroscopía de onda corta y onda larga	100 SNR	50	-	720	1	No exploratorio
				10	-	168	1	Banda limitada

**Cuadro 5.A.3.8. Calidad potencial estimada del producto "irradiancia de onda larga ascendente en la capa superior de la atmósfera" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Capa superior de la atmósfera	LEO	Radiometría de banda ancha	$4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	20	-	4	3	-
	GEO	Radiometría de banda ancha	$4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	30	-	0,25	6	-

**Cuadro 5.A.3.9. Calidad potencial estimada del producto "Irradiancia de onda corta ascendente en la capa superior de la atmósfera" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Capa superior de la atmósfera	LEO	Radiometría de banda ancha	$10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	20	-	4	3	Asistido por modelo
	GEO	Radiometría de banda ancha	$15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	30	-	0,25	6	Asistido por modelo

**Cuadro 5.A.3.10. Calidad potencial estimada del producto "reflectancia de la nube de onda corta" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Capa superior de la atmósfera	LEO	Radiometría de onda corta	5%	4	-	4	3	-
	GEO	Radiometría de onda corta	7%	8	-	0,1	6	-

**Cuadro 5.A.3.11. Calidad potencial estimada del producto "irradiancia de onda larga descendente en la superficie terrestre" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Sondeo del infrarrojo y de microondas	$10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	20	-	4	3	Asistido por modelo
	GEO	Sondeo del infrarrojo y de microondas	$10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	20	-	0,5	6	Asistido por modelo

**Cuadro 5.A.3.12. Calidad potencial estimada del producto "irradiancia de onda corta descendente en la superficie terrestre" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría de onda corta	$20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	4	-	4	3	Aire claro, asistido por modelo
	GEO	Radiometría de onda corta	$30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	8	-	0,1	6	Aire claro, asistido por modelo

**Cuadro 5.A.3.13. Calidad potencial estimada del producto “albedo de la superficie terrestre” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría de onda corta con visión múltiple	1%	10	-	168	1	Aire claro, asistido por modelo
	LEO	Radiometría del visible	3%	4	-	168	3	Aire claro, altamente asistido por modelo
	GEO	Radiometría del visible	5%	8	-	72	6	Aire claro, altamente asistido por modelo

**Cuadro 5.A.3.14. Calidad potencial estimada del producto “reflectancia bidireccional de onda corta de la superficie terrestre” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría de onda corta con visión múltiple	3%	8	-	168	1	Aire claro

**Cuadro 5.A.3.15. Calidad potencial estimada del producto “irradiancia de onda larga ascendente en la superficie terrestre” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría de banda ancha	15 W · m <sup>-2</sup>	20	-	4	3	Aire claro, asistido por modelo
	GEO	Radiometría de banda ancha	15 W · m <sup>-2</sup>	30	-	0,25	6	Aire claro, asistido por modelo

**Cuadro 5.A.3.16. Calidad potencial estimada del producto “emisividad de onda larga de la superficie terrestre” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del infrarrojo	3%	4	-	168	3	Aire claro
	GEO	Radiometría del infrarrojo	6%	12	-	72	6	Aire claro
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo	1%	10	-	168	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo	1%	10	-	72	6	Aire claro

**Cuadro 5.A.3.17. Calidad potencial estimada del producto “radiación activa de fotosíntesis” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del visible	$10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	4	-	4	3	Aire claro, asistido por modelo
	GEO	Radiometría del visible	$10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$	8	-	0,1	6	Aire claro, asistido por modelo

**Cuadro 5.A.3.18. Calidad potencial estimada del producto “fracción de radiación activa de fotosíntesis absorbida” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del visible	10%	4	-	4	3	Aire claro, asistido por modelo
	GEO	Radiometría del visible	10%	8	-	0,1	6	Aire claro, asistido por modelo

#### 4. OCÉANO Y HIELO MARINO

**Cuadro 5.A.4. Variables geofísicas incluidas en la categoría “Océano y hielo marino”**

Concentración de clorofila en el océano	Capa de derrame de petróleo	Nivel del mar en la costa (marea)	Espectro de la frecuencia de la energía direccional de la ola
Materia orgánica disuelta coloreada	Temperatura de la superficie del mar	Altura significativa de las olas	Capa de hielo marino
Concentración de sedimentos suspendidos en el océano	Salinidad de la superficie del mar	Dirección dominante de la ola	Espesor del hielo marino
Coefficiente de atenuación difusa en el océano	Topografía de la dinámica del océano	Período dominante de la ola	Tipo de hielo marino

**Cuadro 5.A.4.1. Calidad potencial estimada del producto “concentración de clorofila en el océano” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del visible	$0,1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$	4	-	8	3	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	GEO	Radiometría del visible	$0,2 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$	8	-	0,25	6	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo



**Cuadro 5.A.4.2. Calidad potencial estimada del producto "materia orgánica disuelta coloreada" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del visible	0,01 m <sup>-1</sup>	4	-	8	3	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	GEO	Radiometría del visible	0,02 m <sup>-1</sup>	8	-	0,25	6	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo

**Cuadro 5.A.4.3. Calidad potencial estimada del producto "Concentración de sedimentos suspendidos en el océano" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del visible	0,05 g · m <sup>-3</sup>	4	-	8	3	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	GEO	Radiometría del visible	0,1 g · m <sup>-3</sup>	8	-	0,25	6	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo

**Cuadro 5.A.4.4. Calidad potencial estimada del producto "coeficiente de atenuación difusa en el océano" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del visible	0,5 m <sup>-1</sup>	4	-	8	3	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo
	GEO	Radiometría del visible	1 m <sup>-1</sup>	8	-	0,25	6	Aire claro, a la luz del día, asistido por modelo

**Cuadro 5.A.4.5. Calidad potencial estimada del producto "capa de derrame de petróleo" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo cercano	15%	4	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo cercano	15%	8	-	0,25	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Polarimetría de onda corta	10%	20	-	48	1	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Imágenes ópticas de alta resolución	20%	0,3	-	168	4	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Imágenes de SAR	5%	1	-	360	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.4.6. Calidad potencial estimada del producto "temperatura de la superficie del mar" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del infrarrojo	0,4 K	8	-	4	3	Aire claro
	GEO	Radiometría del infrarrojo	0,8 K	24	-	0,1	6	Aire claro
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo	0,3 K	20	-	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo	0,5 K	20	-	0,25	6	Aire claro
	LEO	Radiometría de microondas	1 K	50	-	8	3	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.4.7. Calidad potencial estimada del producto "salinidad de la superficie del mar" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría de microondas en la banda L	0,3 PSU	200	-	240	1	Todas las condiciones meteorológicas, integración espacio-temporal

**Cuadro 5.A.4.8. Calidad potencial estimada del producto "topografía de la dinámica del océano" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Altimetría de radar (no exploratorio)	3 cm	50	-	240	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.4.9. Calidad potencial estimada del producto "nivel del mar en la costa (marea)" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Altimetría de radar (no exploratorio)	3 cm	50	-	240	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.4.10. Calidad potencial estimada del producto "altura significativa de las olas" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Altimetría de radar (no exploratorio)	0,1 m	50	-	240	2	Todas las condiciones meteorológicas
	LEO	Espectros de SAR	0,5 m	50	-	240	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.4.11. Calidad potencial estimada del producto "dirección dominante de la ola" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Espectros de SAR	10 grados	50	-	240	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.4.12. Calidad potencial estimada del producto "período dominante de la ola" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Espectros de SAR	10 s	50	-	240	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.4.13. Calidad potencial estimada del producto "espectro de la frecuencia de la energía direccional de la ola" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Espectros de SAR	$0,1 \text{ m}^2 \cdot \text{Hz}^{-1} \cdot \text{rad}^{-1}$	50	-	240	2	Todas las cond. met.

**Cuadro 5.A.4.14. Calidad potencial estimada del producto “capa de hielo marino” (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	10%	5	-	48	3	Aire claro
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	20%	15	-	6	6	Aire claro
Superficie	LEO	Radiometría de microondas	20%	20	-	3	8 (GPM)	Todas las condiciones meteorológicas
	LEO	Imágenes ópticas de alta resolución	5%	1	-	168	4	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Imágenes de SAR	3%	3	-	360	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.4.15. Calidad potencial estimada del producto “espesor del hielo marino” (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
	LEO	Altimetría de radar (no exploratorio)	25 cm	30	-	720	1	Todas las condiciones meteorológicas
Superficie	LEO	Altimetría de lidar (no exploratorio)	10 cm	30	-	720	1	Aire claro
	LEO	Interferometría con SAR	100 cm	1	-	360	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.4.16. Calidad potencial estimada del producto “tipo de hielo marino” (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
	LEO	Dispersometría de radar	5 clases	20	-	12	3	Todas las condiciones meteorológicas
Superficie	LEO	Radiometría de microondas	3 clases	10	-	3	8 (GPM)	Todas las condiciones meteorológicas
	LEO	Imágenes de SAR	4 clases	1	-	360	2	Todas las condiciones meteorológicas

## 5. SUPERFICIE TERRESTRE (INCLUIDA LA NIEVE)

**Cuadro 5.A.5. Variables geofísicas incluidas en la categoría “Superficie terrestre (incluida la nieve)”**

Temperatura de la superficie terrestre	Índice de superficie foliar	Estado de la nieve (húmedo/seco)	Topografía de la superficie terrestre
Humedad del suelo en superficie	Índice de vegetación por diferencias normalizadas	Capa de nieve	Cobertura glaciárica
Humedad del suelo (en la región de raíces)	Capa fraccionaria de superficie incendiada	Equivalente en agua de la nieve	Topografía del glaciar
Fracción de tierra con vegetación	Temperatura del incendio	Tipo de suelo	
Tipo de vegetación	Energía radiativa del incendio	Corteza terrestre	

**Cuadro 5.A.5.1. Calidad potencial estimada del producto “temperatura de la superficie terrestre” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del infrarrojo	2 K	8	–	4	3	Aire claro
	GEO	Radiometría del infrarrojo	4 K	24	–	0,1	6	Aire claro
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo	1 K	20	–	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo	1 K	20	–	0,25	6	Aire claro
	LEO	Radiometría de microondas	1 K	50	–	8	3	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.5.2. Calidad potencial estimada del producto “humedad del suelo en superficie” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría de microondas	$0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	30	-	8	3	Todas las condiciones meteorológicas, sensible a la vegetación
	LEO	Dispersometría de radar	$0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	20	-	36	1	Todas las condiciones meteorológicas, sensible a la vegetación
	LEO	Imágenes de SAR	$0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	0,1	-	360	2	Todas las condiciones meteorológicas, sensible a la vegetación
	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	$0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	4	-	4	3	Aire claro, sensible a la vegetación
	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	$0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	12	-	0,1	6	Aire claro, sensible a la vegetación

**Cuadro 5.A.5.3. Calidad potencial estimada del producto “humedad del suelo (en la región de raíces)” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría de onda corta en la banda L	$0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	50	0,0001	72	1	Todas las condiciones meteorológicas, Asistido por modelo
	LEO	Imágenes de SAR en la banda L	$0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$	0,1	0,0001	1 440	1	Todas las condiciones meteorológicas, Asistido por modelo

**Cuadro 5.A.5.4. Calidad potencial estimada del producto “fracción de tierra con vegetación” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Imágenes ópticas de alta resolución	10%	1	-	168	4	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Imágenes de SAR	20%	5	-	360	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.5.5. Calidad potencial estimada del producto “tipo de vegetación” (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Superficie	LEO	Imágenes ópticas de alta resolución	20 clases	0,1	-	2 160	4	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Imágenes de SAR	10 clases	0,2	-	2 160	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.5.6. Calidad potencial estimada del producto “índice de superficie foliar” (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Superficie	LEO	Radiometría de onda corta	10%	2	-	168	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Radiometría de onda corta	10%	4	-	72	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Dispersometría de radar	30%	20	-	12	3	Todas las condiciones meteorológicas
	LEO	Imágenes ópticas de alta resolución	10%	0,1	-	168	4	Aire claro, a la luz del día

**Cuadro 5.A.5.7. Calidad potencial estimada del producto “índice de vegetación por diferencias normalizadas” (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Superficie	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo cercano	5%	2	-	168	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo cercano	5%	4	-	72	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Imágenes ópticas de alta resolución	5%	0,1	-	168	4	Aire claro, a la luz del día



**Cuadro 5.A.5.8. Calidad potencial estimada del producto “capa fraccionaria de superficie incendiada” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	12%	4	-	4	3	Reducida de noche (no visible)
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	25%	12	-	0,1	6	Reducida de noche (no visible)
	LEO	Imágenes ópticas de alta resolución	10%	0,1	-	168	4	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Imágenes de SAR	10%	0,1	-	360	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.5.9. Calidad potencial estimada del producto “temperatura del incendio” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del infrarrojo	10 K	2	-	4	3	Aire claro
	GEO	Radiometría del infrarrojo	20 K	6	-	0,1	6	Aire claro

**Cuadro 5.A.5.10. Calidad potencial estimada del producto “energía radiativa del incendio” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del infrarrojo	10 kW · m <sup>-2</sup>	2	-	4	3	Aire claro
	GEO	Radiometría del infrarrojo	20 kW · m <sup>-2</sup>	6	-	0,1	6	Aire claro

**Cuadro 5.A.5.11. Calidad potencial estimada del producto “estado de la nieve (húmedo/seco)” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría de microondas	0,15/0,90 FAR/HR	10	-	3	8 (GPM)	Todas las condiciones meteorológicas
	LEO	Imágenes de SAR	0,25/0,80 FAR/HR	1	-	360	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.5.12. Calidad potencial estimada del producto "capa de nieve" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	10%	5	-	48	3	Aire claro
	GEO	Radiometría del visible y del infrarrojo	10%	10	-	6	6	Aire claro
	LEO	Radiometría de microondas	20%	20	-	3	8 (GPM)	Todas las condiciones meteorológicas
	LEO	Imágenes ópticas de alta resolución	1%	1	-	168	4	Aire claro, a la luz del día

**Cuadro 5.A.5.13. Calidad potencial estimada del producto "equivalente en agua de la nieve" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Radiometría de microondas	20 mm	10	-	8	3	Todas las cond. met.
	LEO	Dispersometría de radar	20 mm	20	-	12	3	Todas las cond. met.
	LEO	Imágenes de SAR	30 mm	0,1	-	360	2	Todas las cond. met.

**Cuadro 5.A.5.14. Calidad potencial estimada del producto "tipo de suelo" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Imágenes ópticas de alta resolución	20 clases	0,01	-	8 760	4	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Imágenes de SAR	20 clases	0,01	-	8 760	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.5.15. Calidad potencial estimada del producto "corteza terrestre" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Imágenes ópticas de alta resolución	20 clases	0,01	-	8 760	4	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Imágenes de SAR	10 clases	0,01	-	8 760	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.5.16. Calidad potencial estimada del producto “topografía de la superficie terrestre” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Estereoscopía visible de alta resolución	2 m	0,01	-	8 760	4	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Interferometría con SAR	1 m	0,01	-	8 760	2	Todas las condiciones meteorológicas
	LEO	Altimetría de radar (no exploratorio)	0,2 m	0,2	-	43 800	1	Todas las condiciones meteorológicas
	LEO	Altimetría de lidar (no exploratorio)	0,1 m	0,1	-	43 800	1	Aire claro

**Cuadro 5.A.5.17. Calidad potencial estimada del producto “cobertura glaciárica” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Imágenes ópticas de alta resolución	10%	0,01	-	8 760	4	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Imágenes de SAR	10%	0,01	-	8 760	2	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.5.18. Calidad potencial estimada del producto “topografía del glaciar” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Interferometría con SAR	100 cm	0,01	-	8 760	2	Todas las condiciones meteorológicas

## 6. PARTE SÓLIDA DE LA TIERRA

**Cuadro 5.A.6. Variables incluidas en la categoría “Parte sólida de la Tierra”**

Geoide	Posicionamiento de las placas corticales	Movimiento cortical (horizontal y vertical)	Campo gravitatorio	Gradientes de gravedad
--------	--	---	--------------------	------------------------

**Cuadro 5.6.1. Calidad potencial estimada del producto “geoide” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Altimetría de radar (no exploratorio)	10 cm	500	–	8 760	2	Todas las condiciones meteorológicas, asistido por modelo
	LEO	Campo gravitatorio	1 cm	100	–	17 520	1	Todas las condiciones meteorológicas, altamente asistido por modelo

**Cuadro 5.A.6.2. Calidad potencial estimada del producto “posicionamiento de las placas corticales” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Telemetría láser	2 cm	500	–	8 760	5	De noche, aire claro
	LEO	Receptor GPS	2 cm	100	–	8 760	24	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.6.3. Calidad potencial estimada del producto “movimiento cortical (horizontal y vertical)” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Superficie	LEO	Telemetría láser	2 mm · y <sup>-1</sup>	500	–	8 760	5	De noche, aire claro
	LEO	Receptor GPS	2 mm · y <sup>-1</sup>	100	–	8 760	24	Todas las condiciones meteorológicas

**Cuadro 5.A.6.4. Calidad potencial estimada del producto “campo gravitatorio” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Altura de la órbita	LEO	Gradiometría	2 mGal	300	–	8 760	1	Cambio de órbita durante la misión
	LEO	Telemetría intersatelital	2 mGal	300	–	8 760	2	Cambio de órbita durante la misión

**Cuadro 5.A.6.5. Calidad potencial estimada del producto "gradientes de gravedad" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Altura de la órbita	LEO	Gradiometría	0,1 E	300	-	8 760	1	Cambio de órbita durante la misión
	LEO	Telemetría intersatelital	0,1 E	300	-	8 760	2	Cambio de órbita durante la misión

## 7. QUÍMICA ATMOSFÉRICA

**Cuadro 5.A.7. Variables geofísicas incluidas en la categoría "Química atmosférica"**

O <sub>3</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub>	CFC-11	CH <sub>2</sub> O	ClO	CO	COS	HCl	HNO <sub>3</sub>	N <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	NO <sub>2</sub>	PAN	SF <sub>6</sub>
BrO	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	CFC-12	CH <sub>4</sub>	ClONO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	HDO	N <sub>2</sub> O	NO	OH	Ocurrencia de nubes estratosféricas polares	SO <sub>2</sub>

**Cuadro 5.A.7.1. Calidad potencial estimada del producto "O<sub>3</sub>" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	10 nmol·mol <sup>-1</sup>	20	3	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	15 nmol·mol <sup>-1</sup>	20	4	1	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	10 nmol·mol <sup>-1</sup>	20	3	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	15 nmol·mol <sup>-1</sup>	20	4	0,5	6	Aire claro
	LEO	Lidar de absorción diferencial (no exploratorio)	3 nmol·mol <sup>-1</sup>	50	0,5	360	1	Aire claro

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	20 nmol·mol <sup>-1</sup>	20	5	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	30 nmol·mol <sup>-1</sup>	20	6	1	6	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	20 nmol·mol <sup>-1</sup>	20	6	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	30 nmol·mol <sup>-1</sup>	20	8	0,5	6	-
	LEO	Espectroscopía de onda corta (limbo)	10 nmol·mol <sup>-1</sup>	300	2	144	1	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (limbo)	10 nmol·mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-
	LEO	Espectroscopía de ondas submilimétricas (limbo)	10 nmol·mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-
	LEO	Lidar de absorción diferencial (no exploratorio)	5 nmol·mol <sup>-1</sup>	50	1	360	1	-
Columna total	LEO	Espectroscopía de onda corta	6 DU	20	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta	9 DU	20	-	1	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo	12 DU	20	-	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo	15 DU	20	-	0,5	6	Aire claro

Cuadro 5.A.7.2. Calidad potencial estimada del producto "BrO" (para 2020)

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	40 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	5	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	40 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	1	6	Aire claro, a la luz del día

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	10	1	6	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del ultravioleta (limbo)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	144	1	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía de ondas submilimétricas (limbo)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-

**Cuadro 5.A.7.3. Calidad potencial estimada del producto "C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	0,5	6	Aire claro

**Cuadro 5.A.7.4. Calidad potencial estimada del producto "C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	5	0,5	6	Aire claro

**Cuadro 5.A.7.5. Calidad potencial estimada del producto "CFC-11" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	5	0,5	6	Aire claro



Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	0,5	6	-
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (limbo)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-

Cuadro 5.A.7.6. Calidad potencial estimada del producto "CFC-12" (para 2020)

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	5	0,5	6	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	0,5	6	-
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (limbo)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-

Cuadro 5.A.7.7. Calidad potencial estimada del producto "CH<sub>2</sub>O" (para 2020)

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	25 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	1	6	Aire claro, a la luz del día
Columna total	LEO	Espectroscopía del ultravioleta	1,5 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía del ultravioleta	2 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	1	1	Aire claro, a la luz del día

**Cuadro 5.A.7.8. Calidad potencial estimada del producto "CH4" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	5	0,5	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía de infrarrojo térmico (a través del nadir)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía de infrarrojo térmico (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	0,25	6	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir)	40 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	7	0,5	6	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía de infrarrojo térmico (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	4	3	-
	GEO	Espectroscopía de infrarrojo térmico (a través del nadir)	40 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	10	0,25	6	-
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (limbo)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	144	1	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía de infrarrojo térmico (limbo)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-
Columna total	LEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta	2 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta	3 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	1	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico	4 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico	5 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	0,5	6	Aire claro

**Cuadro 5.A.7.9. Calidad potencial estimada del producto "CIO" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	40 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	5	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	40 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	1	6	Aire claro, a la luz del día
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	5	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	1	6	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del ultravioleta (limbo)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	144	1	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía de ondas submilimétricas (limbo)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-

**Cuadro 5.A.7.10. Calidad potencial estimada del producto CIONO<sub>2</sub>" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	5	0,5	6	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	0,5	1	-
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (limbo)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-

**Cuadro 5.A.7.11. Calidad potencial estimada del producto "CO" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir)	25 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	0,5	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	0,25	6	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir).	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	5	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir)	40 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	0,5	6	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía de infrarrojo térmico (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	5	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	0,25	6	-
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (limbo)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	144	1	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (limbo)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-
Columna total	LEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta	4 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta	5 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	1	1	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico	5 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico	6 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	0,5	1	Aire claro



Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Columna total	LEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta	$1 \cdot 1,3 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-2}$	50	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta	$1,5 \cdot 1,3 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-2}$	50	-	1	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico	$2 \cdot 1,3 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-2}$	50	-	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico	$2,5 \cdot 1,3 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-2}$	50	-	0,5	6	Aire claro
	LEO	Lidar de absorción diferencial (no exploratorio)	$0,3 \cdot 1,3 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-2}$	500	-	8 760	1	Aire claro

Cuadro 5.A.7.13. Calidad potencial estimada del producto "COS" (para 2020)

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	$10 \text{ nmol} \cdot \text{mol}^{-1}$	50	3	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	$30 \text{ nmol} \cdot \text{mol}^{-1}$	50	4	0,25	6	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	$30 \text{ nmol} \cdot \text{mol}^{-1}$	50	5	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	$50 \text{ nmol} \cdot \text{mol}^{-1}$	50	6	0,25	6	-
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (limbo)	$10 \text{ nmol} \cdot \text{mol}^{-1}$	300	2	72	1	-

Cuadro 5.A.7.14. Calidad potencial estimada del producto "H<sub>2</sub>O" (para 2020)

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	5 nmol · mol <sup>-1</sup>	10	3	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	6 nmol · mol <sup>-1</sup>	10	4	0,5	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	7 nmol · mol <sup>-1</sup>	10	1,5	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	8 nmol · mol <sup>-1</sup>	10	2	0,25	6	Aire claro
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo lejano	5 nmol · mol <sup>-1</sup>	10	2	168	1	Aire claro
	LEO	Radio ocultación del GNSS	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	0,5	12	12	Todas las cond. met.
	LEO	Lidar de absorción diferencial (no exploratorio)	2 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	0,5	360	1	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	10	5	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	10	6	0,5	6	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	10	5	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	10	6	0,25	6	-
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo lejano	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	10	4	168	1	-
	LEO	Radio ocultación del GNSS	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	1	12	12	-
	LEO	Espectroscopía de onda corta (limbo)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	144	1	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía de infrarrojo térmico (limbo)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-
	LEO	Espectroscopía de ondas submilimétricas (limbo)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-
LEO	Lidar de absorción diferencial (no exploratorio)	7 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	1	360	1	-	



**Cuadro 5.A.7.15. Calidad potencial estimada del producto "HCl" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía de ondas submilimétricas (limbo)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-

**Cuadro 5.A.7.16. Calidad potencial estimada del producto "HDO" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía de ondas submilimétricas (limbo)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-

**Cuadro 5.A.3.17. Calidad potencial estimada del producto "HNO<sub>3</sub>" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	40 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	0,5	6	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	60 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	0,5	6	-
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (limbo)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-
	LEO	Espectroscopía de ondas submilimétricas (limbo)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-
Columna total	LEO	Espectroscopía del infrarrojo	3 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo	5 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	0,5	6	Aire claro

**Cuadro 5.A.7.18. Calidad potencial estimada del producto "N<sub>2</sub>O" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	0,5	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	0,25	6	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	0,5	6	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	40 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	0,25	6	-
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo de onda corta (limbo)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	144	1	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (limbo)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-
	LEO	Espectroscopía de ondas submilimétricas (limbo)	10 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-

**Cuadro 5.A.7.19. Calidad potencial estimada del producto "N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	0,5	1	Aire claro

**Cuadro 5.A.7.20. Calidad potencial estimada del producto "NO" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	1	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	0,5	6	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	60 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	1	6	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	60 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	0,5	6	-
	LEO	Espectroscopía de onda corta (limbo)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	144	1	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (limbo)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-

Cuadro 5.A.7.21. Calidad potencial estimada del producto "NO<sub>2</sub>" (para 2020)

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	1	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	0,5	6	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	60 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	1	6	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	60 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	0,5	6	-
	LEO	Espectroscopía de onda corta (limbo)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	144	1	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (limbo)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-
	GEO	Espectroscopía de onda corta	2 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
Columna total	GEO	Espectroscopía de onda corta	2 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	1	6	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo	3 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo	3 · 1,3 · 10 <sup>15</sup> cm <sup>-2</sup>	20	-	0,5	6	Aire claro

**Cuadro 5.A.7.22. Calidad potencial estimada del producto "OH" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía de ondas submilimétricas (limbo)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo lejano (limbo)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-

**Cuadro 5.A.7.23. Calidad potencial estimada del producto "PAN" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	40 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	0,5	6	Aire claro

**Cuadro 5.A.7.24. Calidad potencial estimada del producto "ocurrencia de nubes estratosféricas polares" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	0,30/0,80 FAR/HR	50	4	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía de onda corta (a través del nadir)	0,40/0,70 FAR/HR	50	4	8	6	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía de onda corta (limbo)	0,20/0,85 FAR/HR	300	2	144	1	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (limbo)	0,25/0,80 FAR/HR	300	2	72	1	-
	LEO	Lidar de retrodispersión (visión desde el nadir)	0,10/0,95 FAR/HR	50	0,1	360	1	-

**Cuadro 5.A.7.25. Calidad potencial estimada del producto "SF<sub>6</sub>" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	25 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	0,25	6	-
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico (limbo)	15 nmol · mol <sup>-1</sup>	300	2	72	1	-

**Cuadro 5.A.7.26. Calidad potencial estimada del producto "SO<sub>2</sub>" (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Troposfera (a ~500 hPa)	LEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	20 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	25 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	1	1	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	3	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	35 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	4	0,5	1	Aire claro
Estratosfera (a ~30 hPa)	LEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	30 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	8	3	A la luz del día
	GEO	Espectroscopía del ultravioleta (a través del nadir)	35 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	1	1	A la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	40 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	6	4	3	-
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo (a través del nadir)	50 nmol · mol <sup>-1</sup>	50	8	0,5	1	-

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Columna total	LEO	Espectroscopía del ultravioleta	$1,5 \cdot 1,3 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-2}$	20	-	8	3	Aire claro, a la luz del día
	GEO	Espectroscopía del ultravioleta	$2 \cdot 1,3 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-2}$	20	-	1	1	Aire claro, a la luz del día
	LEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico	$2,5 \cdot 1,3 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-2}$	20	-	4	3	Aire claro
	GEO	Espectroscopía del infrarrojo térmico	$3 \cdot 1,3 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-2}$	20	-	0,5	1	Aire claro

## 8. TIEMPO ESPACIAL

**Cuadro 5.A.8. Selección de variables de la categoría “Tiempo espacial” para el estudio específico de la magnetosfera y la ionosfera**

Contenido total de electrones en la ionosfera	Densidad de electrones	Campo magnético	Campo eléctrico
---	------------------------	-----------------	-----------------

**Cuadro 5.A.8.1. Calidad potencial estimada del producto “contenido total de electrones en la ionosfera” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
	Órbita	Radio ocultación del GNSS	5%	300	3	12	12	90-800 km altitud
Ionosfera	LEO	Altimetría de radar (no exploratorio)	10%	100	200	120	2	90-1 300 km altitud
	LEO	Retardo de fase de la señal GPS en LEO	20%	300	4 000	12	12	1 000-20 000 km altitud

**Cuadro 5.A.8.2. Calidad potencial estimada del producto “densidad de electrones” (para 2020)**

Capa	Órbita	Técnica	Incert. (RMS)	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	Núm. de sats.	Condiciones
Ionosfera	LEO	Radio ocultación del GNSS	10%	300	10	12	12	90-800 km altitud



**Cuadro 5.A.8.3. Calidad potencial estimada del producto "campo magnético" (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Magnetosfera	LEO	Magnetometría	0,3 nT	100	-	240	1	Limitado a la órbita del satélite
	GEO	Magnetometría	1 nT	100	-	0,25	6	Limitado a la órbita del satélite

**Cuadro 5.A.8.4. Calidad potencial estimada del producto "campo eléctrico" (para 2020)**

<i>Capa</i>	<i>Órbita</i>	<i>Técnica</i>	<i>Incert. (RMS)</i>	$\Delta x$ (km)	$\Delta z$ (km)	$\Delta t$ (h)	<i>Núm. de sats.</i>	<i>Condiciones</i>
Magnetosfera	LEO	Deriva de iones	10 mV·m <sup>-1</sup>	100	-	240	1	Limitado a la órbita del satélite
	GEO	Deriva de iones	10 mV·m <sup>-1</sup>	100	-	0,25	6	Limitado a la órbita del satélite

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 6. CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN .....	1164
6.1 Calibración del instrumento .....	1164
6.1.1 Introducción. ....	1164
6.1.2 Factores que afectan a la calibración .....	1164
6.1.3 Calibración previa al lanzamiento .....	1165
6.1.4 Calibración a bordo .....	1165
6.1.5 Calibración indirecta. ....	1166
6.1.6 Intercalibración mediante observaciones simultáneas. ....	1167
6.1.7 Corrección de errores sistemáticos de registros de datos a largo plazo .....	1167
6.1.8 Aplicación de la información relativa a la calibración. ....	1168
6.1.9 Trazabilidad de las mediciones espaciales .....	1168
6.2 Validación de los productos .....	1169
6.2.1 Factores que deben tenerse en cuenta para la validación .....	1169
6.2.2 Estrategias de validación .....	1169
6.2.3 Estudios de la incidencia .....	1170
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	1171

## CAPÍTULO 6. CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN

### 6.1 CALIBRACIÓN DEL INSTRUMENTO

#### 6.1.1 Introducción

La calibración es el proceso que permite definir en términos cuantitativos la respuesta de los instrumentos satelitales a entradas de señales conocidas y controladas<sup>1</sup>. La información relativa a la calibración figura en una fórmula de calibración o en coeficientes de calibración que se utilizan luego para convertir la señal de salida del instrumento (medida en “valores”, antiguamente “señales analógicas”) en unidades físicas (por ejemplo, valores de radiancia). La calibración del instrumento es crítica para cualquier procesamiento de datos de más alto nivel, especialmente para derivar productos cuantitativos o cuando tienen que combinarse datos de distintos instrumentos (por ejemplo, para imágenes compuestas). Para aplicaciones climáticas, la necesidad de una calibración exacta es particularmente imperiosa<sup>2</sup>, ya que para detectar tendencias poco marcadas en períodos largos se debe poder comparar diferentes instrumentos transportados en diversos satélites a distintas horas. La creación de registros de datos climáticos homogéneos depende de una calibración muy estable y de la caracterización de errores.

Las consideraciones siguientes se aplican por igual a instrumentos pasivos y activos.

Por lo general, deberían tenerse en cuenta cinco ámbitos de calibración, a saber: radiométrico, espectral, espacial, temporal y de polarización. Un registro de calibración completo debería incluir estimaciones de incertidumbres en los parámetros de calibración. En la calibración de instrumentos satelitales se deberían tener en cuenta todas las fases del período de vida de un instrumento: desde el diseño y las fases previas al lanzamiento hasta las posteriores a este, y las operaciones en órbita.

La intercalibración de instrumentos respecto a un instrumento de referencia común permite lograr coherencia entre las mediciones satelitales en un determinado momento. La comparación de radiancias de satélites simuladas por modelos y observadas en sistemas de asimilación de datos también permite a los principales centros de predicción numérica del tiempo (PNT) determinar los errores sistemáticos relativos entre instrumentos. No obstante, la calibración a patrones absolutos es necesaria para poder establecer la trazabilidad de los errores y detectar inequívocamente cualquier deriva a largo plazo en el tiempo.

La calibración con objetivos terrestres bien definidos y estables (llamada calibración indirecta) es el último recurso cuando no puede trazarse directamente un instrumento satelital a un patrón de referencia acordado<sup>3</sup>, por ejemplo, debido a la falta de un dispositivo de calibración fiable a bordo. Los registros de datos de instrumentos pasados pueden “recalibrarse”, retrospectivamente, si se dispone de información adicional sobre el estado de esos instrumentos, por ejemplo, mediante comparaciones con series temporales históricas reprocesadas y conocidas.

#### 6.1.2 Factores que afectan a la calibración

La respuesta de un instrumento a la entrada de señales, esto es, la relación entre la irradiancia a la que está expuesto el instrumento y el valor numérico asignado a la medición (en unidades físicas, por ejemplo, vatios por metro cuadrado) depende de varios elementos, tales como:

<sup>1</sup> Del Grupo de Trabajo sobre Calibración y Validación del Comité sobre Satélites de Observación de la Tierra (CEOS). (Los términos definidos en esta parte difieren en algunos casos de los definidos en Comité Conjunto para las Guías en Metrología (2012)).

<sup>2</sup> Véase, por ejemplo, Ohring (2007).

<sup>3</sup> Para mayor orientación sobre los patrones de referencia, véase, por ejemplo, Fox (2010).

- a) la geometría de visión, los efectos protectores, la luz difusa y el diagrama de la antena;
- b) la sensibilidad y el envejecimiento del detector;
- c) la óptica de filtros, así como la posible contaminación y estabilidad de estos;
- d) la temperatura de todas las partes del instrumento, incluida la óptica frontal, el detector y los dispositivos electrónicos secundarios (dispositivos electrónicos de plano focal, preamplificador, etc.);
- e) el sistema de procesamiento de señales (ganancia, convertidor analógico-digital, etc.).

Todos estos elementos facilitan la determinación de la función de respuesta espectral y la función de dispersión del punto que definen el instrumento desde una perspectiva radiométrica y geométrica, respectivamente. Deben modelarse antes del lanzamiento y vigilarse en vuelo por medio de un conjunto de mediciones internas a bordo (sistema de mantenimiento). El modelo del instrumento y el sistema de mantenimiento son útiles para entender el estado del instrumento y su tendencia, así como para predecir y corregir los errores sistemáticos. No obstante, por lo general, no es posible describir analíticamente la variación exacta de la respuesta del instrumento resultante de esos factores. Las mediciones de referencia son obligatorias para describir la calibración real.

### 6.1.3 Calibración previa al lanzamiento

La calibración previa al lanzamiento de un instrumento se realiza en el laboratorio, utilizando fuentes de radiación conocidas con exactitud en condiciones controladas. Simular todos los posibles estados y factores de estrés de los instrumentos antes del lanzamiento es muy importante, puesto que es la única manera de caracterizar con exactitud y de modelar el instrumento antes de que este se exponga al riguroso entorno orbital. Los sistemas de mantenimiento y los instrumentos deben ser lo suficientemente resistentes para soportar el estrés físico provocado durante las fases de lanzamiento, puesta en servicio y explotación. Los datos de mantenimiento, junto con la información relativa a la calibración posterior al lanzamiento, permitirán a los operadores determinar luego el estado de la calibración del instrumento en órbita y resolver las anomalías en órbita.

### 6.1.4 Calibración a bordo

La calibración a bordo consiste en controlar el funcionamiento del instrumento (y su estabilidad) cuando está en órbita. Se realiza siguiendo unos objetivos de referencia (por ejemplo, cuerpos negros en el infrarrojo, difusores solares y fuentes de cable de lámpara en onda corta) en el caso de instrumentos pasivos, o mediante sistemas de calibración interna (por ejemplo, controladores de la ganancia) en el caso de instrumentos activos. Algunos instrumentos pasados han estado en funcionamiento sin medios adecuados de calibración a bordo, como el radiómetro perfeccionado de muy alta resolución (AVHRR), que realiza observaciones a largo plazo en las regiones del visible y del infrarrojo cercano. Se necesitan otros medios de calibración (por ejemplo, indirecta o intercalibración) para caracterizar tales instrumentos. La exactitud de la calibración de instrumentos en vuelo es una función de la estabilidad de los sistemas de calibración a bordo a lo largo del período de vida del instrumento. Por lo tanto, la propia calibración debe comprobarse periódicamente mediante la intercalibración con respecto a referencias muy exactas.

En el caso de instrumentos del infrarrojo, suponiendo que los detectores de radiómetros tienen una respuesta lineal, la tensión de salida está dada como sigue:

$$V = \alpha R + V_0$$

donde  $R$  es la radiancia de entrada,  $\alpha$  es la receptividad del radiómetro y  $V_0$  es la compensación del sistema. La calibración consiste en determinar  $\alpha$  y  $V_0$ , lo que se logra exponiendo el radiómetro a por lo menos dos objetivos de referencia con temperaturas de luminancia significativamente distintas.

Por lo que respecta a los instrumentos del infrarrojo y de microondas, uno de los objetivos de referencia es el espacio lejano, a una temperatura de 2,725 K. No siempre es viable para los instrumentos la observación directa del espacio lejano en una plataforma ubicada a bordo de un satélite. Por ejemplo, los instrumentos de exploración por empuje que apuntan constantemente hacia la superficie de la Tierra deben estar dotados con un subreflector a fin de que el espacio lejano se visualice a intervalos. Un segundo objetivo es una fuente bien definida con temperatura en el intervalo de dinámica media a alta, a menudo un cuerpo negro, que, en el mejor de los casos, es trazable al Sistema Internacional de Unidades (SI), es decir, a una escala de radiancias proporcionada por un instituto nacional de metrología.

Si la respuesta del instrumento no es lineal en todo el intervalo dinámico, esto deberá tenerse en cuenta en la caracterización del instrumento previa al lanzamiento, por ejemplo, aplicando una función cuadrática o por medio de una linealización en diferentes partes de ese intervalo, posiblemente agregando un segundo cuerpo negro que se mantenga a distinta temperatura.

En cuanto a los instrumentos del ultravioleta, del visible y del infrarrojo cercano, la calibración a bordo es más compleja, ya que se ve afectada por muchos factores. En la señal baja, el espacio lejano es una referencia útil, siempre y cuando se eviten efectos perturbadores (por ejemplo, reflexiones de otras partes del satélite). En el extremo de la señal alta, generalmente se reemplaza una fuente absoluta por difusores solares que proporcionan una referencia relativamente estable. La luna también puede utilizarse como objetivo de referencia, con la ventaja de que puede visualizarse sin un atenuante; sin embargo, debe utilizarse conjuntamente con un modelo exacto de luminancia de la luna. Ni el difusor solar ni la luna proporcionan una calibración absoluta. Otro sistema frecuentemente utilizado es un banco de fuentes de cable de lámpara de intensidad bien controlada. Los efectos de la polarización de dependencia espectral, provocados por las superficies reflectantes de la óptica instrumental, también deben tenerse en cuenta.

Otro problema relativo a la calibración a bordo es que a menudo la estructura del instrumento no posibilita la iluminación de la óptica primaria completa con fuentes de referencia. Por ejemplo, un radiómetro con estabilización de giro en órbita geoestacionaria utiliza un cuerpo negro interno que requiere un modelo de las aportaciones del telescopio y la óptica frontal a la radiación de fondo. A menudo, la fuente de referencia solo ilumina una fracción de la óptica total del instrumento y, por consiguiente, se utiliza más para vigilar la estabilidad que para la calibración absoluta.

#### 6.1.5 Calibración indirecta

La calibración a bordo puede complementarse con objetivos en tierra estables, utilizados como referencias en un proceso denominado calibración indirecta. El objetivo debe definirse bien a fin de deducir la radiancia emitida o reflejada al espacio. Deben tenerse en cuenta los efectos combinados de la geometría de visión y, en onda corta, la función de distribución de reflectancia bidireccional, tanto de la superficie como de la atmósfera. La transferencia radiativa a través de la atmósfera entre el satélite y la fuente de referencia en tierra deben conocerse con exactitud a la hora del paso del satélite. En una zona sin nubes, el espectro de onda corta se ve particularmente afectado por los aerosoles, mientras que el espectro de onda larga se ve especialmente afectado por la presencia de vapor de agua.

La calibración indirecta puede realizarse con diferentes tipos de objetivos, entre otros: campos de hielo polar como cuerpo negro para radiómetros de microondas; campos de nieve, destello solar, zonas desérticas homogéneas, cimas de nube de convección profunda, para el extremo superior del intervalo dinámico visible; superficie oceánica sin nubes para objetivos oscuros en el espectro visible; reflectores con aristas cúbicas para radares de abertura sintética; bosques pluviales como cuerpo negro para dispersómetros de radar. Los emplazamientos de calibración sobre el terreno dotados con observaciones *in situ* se utilizan para la calibración de instrumentos espaciales

de muy alta resolución espacial. Durante la puesta en servicio inicial de la carga o a intervalos regulares, los sobrevuelos de aeronaves en una zona específica en sincronía con el paso de un satélite proporcionan información adicional sobre la calibración indirecta.

#### 6.1.6 **Intercalibración mediante observaciones simultáneas**

La intercalibración de instrumentos satelitales consiste en relacionar las mediciones de un instrumento con las de otro. Esto se hace con el doble propósito de:

- a) realizar la calibración indirecta de los instrumentos que no tienen un dispositivo de calibración interno o tienen uno defectuoso (mediante intercalibración con respecto a un instrumento bien calibrado de alta calidad que sirva de referencia); y
- b) combinar los datos de diversos instrumentos para generar series temporales coherentes.

La intercalibración de instrumentos utilizados durante el mismo período exige una coubicación cuidadosa, que permita la comparación de las señales de los instrumentos cuando estos observan las mismas escenas de la Tierra, a la misma hora, y desde iguales ángulos de visión. En el marco del Proyecto Internacional para Elaborar una Climatología de las Nubes Mediante Datos Satelitales del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas, se han realizado observaciones simultáneas de coubicaciones entre los captadores de imágenes en órbita geoestacionaria y un captador de imágenes de referencia en órbita terrestre baja mensualmente durante prácticamente 30 años, como medio para normalizar las imágenes captadas por satélites en órbita geoestacionaria. Más recientemente, el Sistema Mundial de Intercalibración Espacial (GSICS) ha desarrollado una metodología operativa para ese tipo de intercalibraciones, específicamente para observaciones simultáneas desde un mismo emplazamiento. La metodología tiene en cuenta la compensación que existe entre el correregistro espacio-temporal exacto de los instrumentos y la frecuencia de ese tipo de episodios, así como las correcciones que han de aplicarse para:

- a) las geometrías de visión diferentes (respecto al ángulo de barrido del instrumento y a la posición solar);
- b) los estados atmosféricos diferentes en la línea de visibilidad, incluidos los aerosoles y las nubes;
- c) las funciones de respuesta espectral diferentes.

Cabe destacar que las observaciones simultáneas entre dos satélites heliosincrónicos solo pueden realizarse en las intersecciones de sus planos orbitales, que siempre están ubicados en una determinada hora solar local y a una latitud específica, por lo general, en latitudes más septentrionales o australes<sup>4</sup>.

#### 6.1.7 **Corrección de errores sistemáticos de registros de datos a largo plazo**

Un enfoque alternativo para la intercalibración de instrumentos, menos exigente en términos de cálculo y aplicable *a posteriori* a series de datos largas, consiste simplemente en comparar la distribución estadística de series temporales coincidentes de dos registros de datos de instrumentos satelitales, sin imponer correspondencias individuales entre escenas. Este enfoque permite determinar el error sistemático relativo entre ambos registros de datos. El error observado se analiza con el fin de que las diferentes condiciones de observación (por ejemplo, horas solares locales distintas) se tengan en cuenta para dejar el error sistemático restante como la porción que verdaderamente obedece a la diferencia en la calibración del instrumento. Por ejemplo, este enfoque dio buenos resultados en la intercalibración de los nueve dispositivos

<sup>4</sup> Para una inclinación de 98°, la latitud perpendicular es superior a 70° cuando la hora de cruce del ecuador de las dos órbitas difiere en menos de 8 horas, y solo disminuye considerablemente cuando la diferencia de esa hora aumenta hacia las 12 horas.

de sondeo de microondas a bordo de los primeros satélites de la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera (NOAA), representativo de un registro de temperaturas troposféricas mundiales de un período de 26 años.

### 6.1.8 Aplicación de la información relativa a la calibración

El tipo de información relativa a la calibración disponible depende del nivel de procesamiento y del instrumento objeto de estudio. Cada instrumento tiene su propio modo de funcionamiento y ciclo de calibración, que incluye mediciones regulares de objetivos de calibración cada vez que se realiza una serie de observaciones. Por ejemplo, en el cuadro que figura a continuación, se indican los ciclos de calibración de la sonda perfeccionada de microondas A (AMSU-A), el sondeador de humedad en microondas (MHS) y la sonda de infrarrojos de alta resolución 4 (HIRS/4).

**Ejemplos de observación/ciclos de calibración**

	<i>AMSU-A</i>	<i>MHS</i>	<i>HIRS/4</i>
Núm. de vistas de la Tierra	1 línea de 30 píxeles	1 línea de 90 píxeles	38 líneas de 56 píxeles
Núm. de vistas del objetivo caliente	2 (~300 K)	4 (~273 K)	48 (~290 K)
Núm. de vistas del objetivo frío	2 (espacio lejano ~2,73 K)	4 (espacio lejano ~2,73 K)	56 (espacio lejano ~2,73 K)
Duración total del ciclo	8 s	8/3 s	256 s

Una medida importante en el preprocesamiento de datos de nivel 0 al nivel 1b (véase el capítulo 2 de la parte III (sección 2.3.2.6)) es derivar la información relativa a la calibración en valores de visión de objetivos calientes/fríos y luego calcular los coeficientes de calibración resultantes, de acuerdo con el modelo de calibración (por ejemplo, la función de calibración lineal o cuadrática o las tablas de consulta), definido por el operador de satélite para el instrumento en cuestión. Ello proporciona la calibración operativa para ese instrumento.

Para aplicaciones que requieren gran exactitud y coherencia entre los distintos registros de datos de instrumentos, puede aplicarse una corrección además de la calibración operativa para tomar en consideración los últimos resultados de las actividades relativas a la intercalibración. El GSICS realiza esas correcciones. En los formatos de datos del nivel 1.b/nivel 1.5 pueden incluirse los coeficientes de calibración corregidos como información adicional sobre la calibración.

### 6.1.9 Trazabilidad de las mediciones espaciales

Aunque la intercalibración puede garantizar la coherencia entre instrumentos satelitales, no necesariamente permite la trazabilidad al SI, a menos que un instrumento de referencia en órbita pueda trazarse al SI. Lograr la trazabilidad al SI en órbita supone grandes retos, ya que la mayoría de los sensores se degradan físicamente durante y después del lanzamiento. Conseguir la trazabilidad al SI plantea dificultades en cuanto al diseño de los instrumentos y sigue siendo objeto de investigación para prácticamente todo tipo de mediciones.

La misión del Observatorio Climático de Radiancia y Refractividad Absolutas (CLARREO), propuesta por el Consejo Nacional de Investigación de Estados Unidos, consta de un interferómetro de infrarrojos de gran exactitud con un cuerpo negro de referencia de alta emisividad que utiliza células de cambios de fase múltiples para calibrar un termómetro trazable al SI, un espectrómetro del ultravioleta, del visible y del infrarrojo cercano calibrado por observaciones solares y lunares, un radiómetro de cavidad activa enfriado criogénicamente y mediciones por radio ocultación. Con esta serie de instrumentos se pretende realizar mediciones totalmente trazables del espectro solar emitido y reflejado por la Tierra. La puesta en marcha y el mantenimiento de una misión de esa naturaleza servirá de punto de anclaje en apoyo a la calibración y trazabilidad de toda la flota de radiómetros operativos.



Para la trazabilidad de mediciones, se deberían aprovechar los instrumentos que no dependen de una calibración radiométrica, como los sensores por radio ocultación, solares o estelares (véase el capítulo 2 de la parte III (secciones 2.2.4.3 y 2.2.5.1)).

## 6.2 VALIDACIÓN DE LOS PRODUCTOS

### 6.2.1 Factores que deben tenerse en cuenta para la validación

La validación es el proceso de evaluar, por medios independientes, la calidad de los productos de datos derivados de mediciones de instrumentos satelitales<sup>5</sup>. Los desarrolladores de productos deberían realizar la validación de los productos, posterior a la calibración de los instrumentos, y estos deberían documentarse en sistemas de validación de productos específicos del instrumento. En el Marco de aseguramiento de la calidad para la observación de la Tierra (QA4EO) se proporcionan directrices sobre documentación de la calidad de los productos.

Los productos geofísicos se generan a partir de datos obtenidos por satélite (a menudo, mediciones de la radiancia), aplicando un algoritmo físico o empírico. La comparación de los productos recuperados y sus tendencias con observaciones *in situ* o los resultados de modelos es una parte importante del proceso para evaluar y documentar la fiabilidad de determinados algoritmos de recuperación y para definir su ámbito de aplicación.

Si se detecta una tendencia particular, puede estar relacionada con el funcionamiento del instrumento; deberá efectuarse un análisis minucioso de la calibración del instrumento satelital y de los datos medioambientales antes de aplicar cualquier corrección empírica.

Para muchos productos, la validación es una cuestión compleja, ya que la comparación entre productos obtenidos a partir de mediciones por satélite y los productos de referencia independientes con frecuencia procedentes de mediciones *in situ* está sujeta a errores varios, a saber: i) un error inherente al producto obtenido por satélite; ii) el error en los datos de referencia, y iii) el error introducido por el método de comparación, a menudo debido a que los instrumentos no están coubicados en el tiempo y el espacio. En general, las diferentes técnicas de medición permiten medir diversas cosas: una observación satelital suele referirse a una zona relativamente amplia (el campo de visión instantáneo) y a mediciones prácticamente instantáneas (en milisegundos); las mediciones en tierra (*in situ*) suelen ser muy locales y se integran en un tiempo relativamente largo. Por lo general, la teledetección en superficie proporciona información representativa de la columna atmosférica. La comparación de los diferentes tipos de mediciones exige el uso de métodos de reducción o ampliación de escala que pueden introducir errores inducidos por el espacio o el tiempo.

Puede emplearse un modelo de evaluación de la validación para mejorar las comparaciones, al entender y tener en cuenta esas diferencias y evaluar mejor las ventajas y desventajas de los diferentes enfoques de validación. En las campañas de validación que realizan los operadores de satélite se suele utilizar ese tipo de modelo de evaluación.

Cabe destacar que es posible que no existan mediciones de validación independientes en el caso de algunos productos de satélite, y solo puede realizarse la validación evaluando la incidencia del producto cuando se utiliza en una aplicación (por ejemplo, cuando se asimila a un modelo de PNT).

### 6.2.2 Estrategias de validación

La validación de productos obtenidos por satélite debería seguir protocolos definidos de mejores prácticas, dependientes de variables, como los desarrollados por el Grupo de Trabajo del CEOS sobre Calibración y Validación. La validación de parámetros y productos obtenidos por satélite puede realizarse utilizando las fuentes siguientes:

<sup>5</sup> Del Grupo de trabajo del CEOS sobre calibración y validación.

- a) mediciones de superficie *in situ*;
- b) mediciones de teledetección en superficie;
- c) comparación y asimilación de modelos;
- d) otros productos obtenidos por satélite o combinación de productos afines.

Para utilizar esas fuentes de validación, es fundamental que:

- a) los errores de medición se conozcan bien;
- b) el muestreo temporal y espacial siga protocolos de mejores prácticas;
- c) el muestreo sea representativo del entorno típico que depende de la aplicación (por ejemplo, zonas climáticas, regímenes marinos, regiones atmosféricas, tipos de corteza terrestre).

Por ejemplo, para apoyar la generación validada de productos satelitales de la temperatura de la superficie del mar combinados, el Grupo para las Mediciones de Alta Resolución de la Temperatura de la Superficie del Mar ha formulado una estrategia completa de validación<sup>6</sup> que incluye descripciones detalladas de protocolos, estrategias para armonizar conceptos de validación de los diferentes sensores satelitales que permiten realizar mediciones de la temperatura de la superficie del mar, necesidades de las mediciones *in situ* (boyas) como fuentes de datos *in situ*, y parámetros para supervisar la calidad de los productos.

### 6.2.3 Estudios de la incidencia

La experiencia ha demostrado que los resultados de la validación directa son menos significativos para algunos productos de satélite que para otros. Dado que las pruebas de validación combinan los efectos de las diferentes fuentes de error (producto satelital, medición en tierra, método de comparación), puede ser difícil distinguir el error debido al propio producto satelital. Para ciertas variables geofísicas, las mediciones en tierra pueden ser bastante inexactas. Para otras, el método de comparación puede depender demasiado del entorno de observación.

Por consiguiente, una opción para evaluar un producto para una aplicación específica es examinar la incidencia en el grado de acierto de la aplicación. En este caso, la evaluación refleja la calidad del producto junto con la capacidad de la aplicación para su uso. Por ejemplo, durante dos decenios los modelos de PNT mostraron una ligera incidencia a partir de los sondeos de la temperatura y la humedad atmosféricas; solamente pasó a ser una incidencia positiva significativa cuando se introdujo la asimilación de la radiancia directa. Un ejemplo contrario es la asimilación de vientos derivados del movimiento de las nubes, que al principio mostró una fuerte incidencia positiva, pese a que los primeros ejercicios de validación fueron decepcionantes.

En resumen, la validación exige un análisis riguroso de todas las fuentes de error y de todos los pasos a seguir en el método de comparación. Si el análisis permite mostrar que no se puede distinguir el error de un producto de satélite, el estudio de la incidencia es un mecanismo alternativo de validación.

---

<sup>6</sup> <https://www.ghrsst.org/products-and-services/product-validation/>

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Comité Conjunto para las Guías en Metrología, 2012: *Vocabulario Internacional de Metrología. Conceptos fundamentales y generales, y términos asociados (VIM)*. JCGM 200:2012.
- Fox, N., 2010: *QA4EO – A Quality Assurance Framework for Earth Observation: A guide to “reference standards” in support of Quality Assurance requirements of GEO* (M.C. Greening, ed.). QA4EO-QAEO-GEN-DQK-003, Grupo de Observación de la Tierra (disponible en [http://www.qa4eo.org/docs/QA4EO-QAEO-GEN-DQK-003\\_v4.0.pdf](http://www.qa4eo.org/docs/QA4EO-QAEO-GEN-DQK-003_v4.0.pdf)).
- Ohring, G. (ed.), 2007: *Achieving Satellite Instrument Calibration for Climate Change (ASIC<sup>3</sup>)*. Informe de un taller organizado por la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera, el Instituto Nacional de Normas y Tecnología, la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio, la Oficina Integrada del Programa del Sistema de satélites medioambientales operacionales nacionales de órbita polar, y el Laboratorio de Dinámica Espacial de la Universidad Estatal de Utah, 16 a 18 de mayo de 2006. Lansdowne, Virginia.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 7. CUESTIONES TRANSECTORIALES .....	1173
7.1 Cuestiones relativas a la protección de frecuencias .....	1173
7.1.1 Gestión general de frecuencias .....	1173
7.1.2 Radiometría pasiva de microondas .....	1174
7.1.3 Detección activa de microondas .....	1174
7.1.4 Operaciones satelitales y frecuencias de comunicación .....	1174
7.2 Coordinación internacional .....	1175
7.2.1 Grupo de coordinación de los satélites meteorológicos .....	1175
7.2.2 Comité sobre Satélites de Observación de la Tierra .....	1176
7.3 Planificación de misiones satelitales .....	1177
7.3.1 Ciclo de vida de los programas de satélites .....	1177
7.3.2 Continuidad y planificación de contingencia .....	1177
7.3.3 Evolución a largo plazo .....	1179
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	1180

## **CAPÍTULO 7. CUESTIONES TRANSECTORIALES**

### **7.1 CUESTIONES RELATIVAS A LA PROTECCIÓN DE FRECUENCIAS**

#### **7.1.1 Gestión general de frecuencias**

Una cuestión crítica para seguir realizando observaciones de la Tierra desde el espacio es si el espectro de radiofrecuencias en el intervalo de microondas (1 a 300 GHz y más) se mantiene disponible. Esto es importante para:

- a) las observaciones pasivas de la superficie terrestre (en ventanas atmosféricas) y de los gases atmosféricos en bandas de absorción;
- b) las observaciones activas con radar (altímetros, dispersómetros, radares de apertura sintética);
- c) las comunicaciones necesarias para la descarga de datos y el control de satélites.

La Unión Internacional de Telecomunicaciones (UIT) coordina el uso del espectro de frecuencias radioeléctricas a nivel mundial. Los Miembros de la UIT adoptan, cada cuatro años, el Reglamento de Radiocomunicaciones en las Conferencias Mundiales de Radiocomunicaciones (CMR). La UIT regula la atribución de bandas de frecuencias radioeléctricas a las diferentes aplicaciones, conocidas como servicios, como las telecomunicaciones fijas y móviles, las aplicaciones de servicios móviles de banda ancha, la radionavegación, los radares instalados en tierra, los dispositivos de corto alcance y el periodismo electrónico. Asimismo, clasifica las aplicaciones de observación de la Tierra en dos servicios específicos, a saber: el servicio de exploración de la Tierra por satélite (SETS) y el servicio de meteorología por satélite (MetSat). Si bien algunas bandas se atribuyen de forma exclusiva a un servicio, la mayoría se atribuye a varios servicios en ciertas condiciones (tales como la limitación del número, la potencia emitida y la distribución geográfica de las fuentes), con el fin de evitar las interferencias perjudiciales.

Con la rápida expansión del sector de las telecomunicaciones y sus necesidades de espectro cada vez mayores, la protección de radiofrecuencias requerida para el SETS y el MetSat ha pasado a ser una cuestión muy crítica. Cabe mencionar las preocupaciones siguientes:

- a) la interferencia de emisiones no controladas en bandas exclusivas del SETS o del MetSat, o a emisiones fuera de banda desde bandas de frecuencia cercanas;
- b) la compartición de bandas en condiciones que no son lo suficientemente estrictas para garantizar una protección fiable;
- c) el deseo de que otros servicios se amplíen a bandas anteriormente atribuidas al SETS o al MetSat;
- d) la necesidad de que el SETS o el MetSat utilicen bandas nuevas en razón de la tecnología de la teledetección en continua evolución (por ejemplo, microondas superiores a 300 GHz), de una mayor velocidad de transmisión de los datos o de las anchuras de banda de telecomunicaciones en expansión.

Al tratar estas cuestiones, cabe señalar que las frecuencias utilizadas para mediciones pasivas no pueden seleccionarse en cualquier parte del espectro: están determinadas por la física y deben corresponder a las crestas de absorción de componentes atmosféricos o canales ventana. Las emisiones naturales son sumamente débiles comparadas con la mayoría de las fuentes artificiales y, por lo tanto, se corrompen fácilmente. Por consiguiente, las bandas radiométricas pasivas deben considerarse un patrimonio natural que ha de conservarse.

### 7.1.2 Radiometría pasiva de microondas

El intervalo espectral de microondas utilizado para la observación de la Tierra va de ~1,4 GHz (por ejemplo, para la salinidad del océano) hasta ~2 500 GHz y más. Las frecuencias inferiores a 300 GHz plantean los problemas más importantes. La utilización de frecuencias superiores a ~300 GHz es todavía incipiente; además, puesto que el continuum de vapor de agua impide observar la troposfera inferior, la mayoría de los instrumentos que funcionan en esas frecuencias se han diseñado para la química atmosférica y la observación del limbo, lo que los hace menos propensos a interferencias de fuentes terrestres. La UIT ha limitado el número de bandas atribuidas al SETS, para las que se prohíben o limitan los usos activos. Conforme se abarrotan el espectro de radiofrecuencias y los usuarios necesitan una mayor velocidad de transmisión de datos, aumenta la presión para obtener mayores frecuencias, con lo cual la UIT debe compartir bandas del SETS con los servicios activos. Solo se atribuyen de forma exclusiva al SETS algunas bandas estrechas, garantizando una protección legal fiable. Esto conlleva los efectos siguientes:

- a) La posición de los canales de microondas atribuidos a menudo no coincide con la máxima de sensibilidad de la variable geofísica requerida o con una zona espectral que no esté contaminada por otros efectos.
- b) La anchura de la banda protegida puede ser tan estrecha que la relación señal-ruido sea baja; esto podría exigir que se considerara la posibilidad de utilizar una banda no protegida cuando se dispone de una anchura de banda más amplia, aceptando el riesgo de interferencia.

Lamentablemente, la presión de otros usuarios del espectro, entre ellos, los de los servicios comerciales y móviles, aumenta constantemente; los grupos especializados de la OMM, el Grupo de coordinación de los satélites meteorológicos y los organismos espaciales deben vigilar de cerca la situación cada vez que se actualice el Reglamento de Radiocomunicaciones de la UIT.

### 7.1.3 Detección activa de microondas

La cuestión relativa a la protección de radiofrecuencias también se aplica a la detección activa (altímetros, dispersómetros o radares de apertura sintética). Para algunas aplicaciones de retrodispersión radárica, como la medición de la precipitación, la frecuencia de detección debe elegirse en relación con las características del objetivo. En otros casos, como la altimetría o las imágenes obtenidas con radares de apertura sintética, no es muy selectivo y hay cierta flexibilidad para encontrar una atribución de frecuencias en cualquiera de las bandas L, S, C, X, K<sub>u</sub>, K, K<sub>a</sub>, V o W (para las definiciones, véase el capítulo 2 de la parte III (cuadro 2.8)).

### 7.1.4 Operaciones satelitales y frecuencias de comunicación

La atribución de bandas de frecuencias para comunicaciones satelitales en tierra es también una cuestión crítica. Puesto que supone una utilización activa, el Reglamento de Radiocomunicaciones de la UIT es muy estricto en cuanto a la frecuencia, la anchura de banda y la potencia emitida autorizadas. Las repercusiones son:

- a) aumentan los costos de las estaciones receptoras en tierra que trabajan con señales bajas;
- b) aumentan los costos, ya que, al no ser suficiente la anchura de banda disponible en una banda para manejar la velocidad de transmisión de datos, se deben utilizar bandas de frecuencias más altas que requieren una tecnología y una capacidad de puntería de la antena más sofisticadas;
- c) por último, es más difícil garantizar una frecuencia, en particular para la transmisión en tiempo real; se dispone de menos frecuencias, lo que, en ocasiones, provoca interferencias entre satélites de la misma familia que están en órbita simultáneamente.

**Bandas de frecuencias utilizadas por los satélites meteorológicos para la transmisión de datos**

<i>Banda de frecuencia (MHz)</i>	<i>Atribuciones al MetSat</i>
137-138	Atribución primaria en el sentido espacio-Tierra
400,15-401	Atribución primaria en el sentido espacio-Tierra
401-403	Atribución primaria en el sentido Tierra-espacio
460-470	Atribución secundaria en el sentido espacio-Tierra
1 670-1 710	Atribución primaria en el sentido espacio-Tierra
7 450-7 550	Atribución primaria en el sentido espacio-Tierra, solamente satélites geoestacionarios
7 750-7 900	Atribución primaria en el sentido espacio-Tierra, solamente satélites no geoestacionarios
8 025-8 400	Atribución primaria en el sentido espacio-Tierra para satélites de exploración de la Tierra <sup>a</sup>
8 175-8 215	Atribución primaria en el sentido Tierra-espacio
18 000-18 300	Atribución primaria en el sentido espacio-Tierra en la Región 2 <sup>b</sup> , solamente satélites geoestacionarios
18 100-18 400	Atribución primaria en el sentido espacio-Tierra en las Regiones 1 y 3 <sup>b</sup> , solamente satélites geoestacionarios
25 500-27 000	Atribución primaria en el sentido espacio-Tierra para satélites de exploración de la Tierra <sup>a</sup>

Notas:

- a Dado que el MetSat es una subclase del servicio de exploración de la Tierra por satélite, las atribuciones a ese servicio (a modo de ejemplo, 25 500-27 000 MHz) también pueden utilizarse para ejecutar las aplicaciones del MetSat.
- b Las Regiones 1, 2 y 3 se refieren a las regiones de radiocomunicaciones de la UIT.

En todo caso, resulta difícil garantizar la protección de radiofrecuencias, y los usuarios encuentran dificultades, sobre todo en las zonas industrializadas. En el cuadro a continuación figuran las bandas de frecuencias atribuidas a la transmisión de datos hacia y desde satélites meteorológicos (de OMM/UIT, 2008). Se incluye asimismo la banda 7 850-7 900 MHz, añadida en la CMR-12.

## 7.2 COORDINACIÓN INTERNACIONAL

### 7.2.1 Grupo de coordinación de los satélites meteorológicos

El Grupo de coordinación de los satélites meteorológicos (GCSM), centrado en misiones ininterrumpidas a largo plazo, coordina las constelaciones satelitales en órbitas geoestacionarias y órbitas terrestres bajas de acuerdo con un plan de referencia acordado, en apoyo a los programas patrocinados o copatrocinados por la OMM. Creado en 1972 y orientado principalmente a la vigilancia meteorológica mediante satélites geoestacionarios para la predicción del tiempo, el GCSM definió al inicio normas comunes para la difusión de imágenes de baja resolución en formato de transmisión de mapas meteorológicos en facsímil (WEFAX) y para el sistema internacional de recopilación de datos para prestar apoyo a estaciones móviles observadas por diferentes satélites. En 1992 se amplió el alcance del GCSM a satélites meteorológicos de órbita polar y, actualmente, se examinan con más frecuencia las principales observaciones climáticas. En el plan de referencia acordado se describen las misiones que deben mantenerse a largo plazo; el plan sirve de base para las contribuciones previstas de los miembros que participan en el Sistema Mundial de Observación (SMO) en respuesta a la Visión de la OMM



para el SMO en 2025. El GCSM establece las normas técnicas o las mejores prácticas a fin de garantizar la interoperabilidad en todo el sistema mundial. Ha elaborado planes de contingencia que ofrecen un marco de acción en caso de interrupción de la transmisión de un satélite u otras dificultades inesperadas para aplicar plenamente el plan de referencia.

El GCSM funciona a través de grupos de trabajo dedicados a: i) sistemas satelitales y telecomunicaciones; ii) productos satelitales; iii) continuidad y planificación de contingencia, y iv) difusión de datos a nivel mundial. Junto con la OMM, el GCSM ha puesto en marcha importantes iniciativas de cooperación, entre las que cabe citar el Sistema Mundial de Intercalibración Espacial (GSICS), el proyecto de Procesamiento continuado y coordinado de datos satelitales medioambientales para la vigilancia del clima (SCOPE-CM) y el Laboratorio Virtual para la Enseñanza y Formación Profesional en Meteorología Satelital. El GCSM trabaja en asociación con varios grupos científicos internacionales, se mantiene activo continuamente y ayuda a organizar las reuniones bienales de los grupos de trabajo, entre ellos:

- a) el Grupo de trabajo internacional del rastreador vertical operacional para el satélite TIROS (TOVS);
- b) el Grupo de trabajo internacional sobre vientos;
- c) el Grupo de trabajo internacional sobre precipitaciones;
- d) el Grupo de trabajo internacional sobre radio ocultación.

#### 7.2.2 **Comité sobre Satélites de Observación de la Tierra**

En 1984, el Grupo de los Siete (los países más industrializados del mundo) creó el Comité sobre Satélites de Observación de la Tierra (CEOS). Contrariamente al GCSM, el CEOS primero se centró en los satélites de observación terrestre (primero en el Landsat y luego en el satélite de observación de la tierra (SPOT) y el satélite de teledetección indio (IRS)), y, en concreto, en nuevas tecnologías como los radares de apertura sintética. Posteriormente, el alcance de la labor del CEOS se extendió a todos los programas de observación de la Tierra, aunque con menos énfasis en la meteorología, hasta que se renovó el interés por las cuestiones climáticas. Desde su establecimiento, una actividad importante ha sido la calibración y validación a través del Grupo de trabajo del CEOS sobre calibración y validación. Otros grupos de trabajo del CEOS son el Grupo de trabajo sobre sistemas y servicios de información, el Grupo de trabajo sobre creación de capacidad y democracia de datos y el Grupo de trabajo del CEOS y el GCSM sobre el clima, establecido más recientemente.

En la actualidad, la actividad de coordinación del CEOS se articula en torno al concepto de constelaciones, con el fin de intercambiar experiencias en cuanto a la formulación de algoritmos, normalizar los productos y formatos de datos, compartir información relativa a la calibración y validación de las mediciones, facilitar el intercambio oportuno de productos de datos de las misiones actuales y previstas así como el acceso a ellos, y posibilitar la planificación de nuevas misiones. Actualmente, hay siete constelaciones virtuales, a saber:

- a) composición de la atmósfera;
- b) imágenes de la superficie terrestre;
- c) topografía de la superficie del océano;
- d) precipitación;
- e) radiometría del color del océano;
- f) vector viento de la superficie del océano;
- g) temperatura de la superficie del mar.

## 7.3 PLANIFICACIÓN DE MISIONES SATELITALES

### 7.3.1 Ciclo de vida de los programas de satélites

En los inicios de la meteorología por satélite, el ciclo de vida de una misión satelital era de solo unos años. La definición de la misión, el diseño de los satélites, el desarrollo de los sistemas y la demostración científica se realizaban en uno o dos años; el período de explotación era corto y, a menudo, el segmento terreno estaba infradimensionado.

En la actualidad, los programas operativos (por ejemplo, para fines meteorológicos) suelen ejecutarse de acuerdo con las fases siguientes:

Fase 0: definición de las necesidades de los usuarios, con la participación de la comunidad de usuarios, y de las necesidades de las misiones, esto es, determinación de las posibles técnicas que se emplearán para satisfacer las necesidades del usuario. Esta fase dura aproximadamente entre tres y cuatro años.

Fase A: evaluación de la viabilidad a nivel de sistemas (lo que incluye una definición preliminar del segmento terreno) y de los instrumentos fundamentales (posiblemente con simulaciones instrumentales), y estimación aproximada de los costos. Esta fase dura unos dos años.

Fase B: diseño preliminar, actividades preparatorias (incluidas campañas en aire) y estimación detallada de los costos. Esta fase dura otros dos años aproximadamente.

Fase C: diseño detallado y desarrollo y prueba de todos los sistemas (incluido el segmento terreno) y subsistemas. Es la fase más larga y requiere unos cinco años.

Fase D: integración de todos los subsistemas, prueba de todo el satélite y campaña de lanzamiento. A menudo, esta fase se hace en un año.

Sumando el tiempo que llevan la toma de decisiones y los procesos de aprobación, así como la puesta en servicio en órbita, la fase de desarrollo dura unos 15 años.

Fase E: para la fase de explotación se prevé por lo general una duración de 15 años en el caso de un programa operativo con una serie de tres o cuatro satélites, con cierto grado de solapamiento para imprevistos (el período de vida de un satélite en órbita terrestre baja suele ser de 5 años y el de una órbita geoestacionaria, de 7 años). La duración de una generación de satélites es una función de equilibrio entre la necesidad de que la serie sea duradera para amortizar el costo de desarrollo y la curva de aprendizaje del usuario y la necesidad de desarrollar una nueva generación de instrumentos satelitales para aprovechar la tecnología más moderna.

En la organización de un programa espacial intervienen muchas partes: la comunidad encargada de las aplicaciones, institutos científicos, organismos espaciales de investigación y desarrollo, la industria y los gobiernos con sus políticas industriales y limitaciones presupuestarias. En el caso de los programas de observación de la Tierra de alcance mundial, la coordinación con los asociados internacionales debe ser la máxima posible, lo que puede complicar aún más el proceso de la toma de decisiones.

### 7.3.2 Continuidad y planificación de contingencia

La continuidad de las observaciones desde el espacio es un requisito crucial para la constelación de satélites meteorológicos en órbita geoestacionaria desde que la predicción inmediata y la predicción de fenómenos meteorológicos extremos, incluidos los avisos de ciclones tropicales, comenzaron a depender de la vigilancia satelital. La continuidad operativa de las imágenes en órbita geoestacionaria conlleva un funcionamiento las 24 horas del día, alta disponibilidad, difusión de datos en tiempo casi real y continuidad a largo plazo garantizada por un programa sólido con mecanismos de respaldo en órbita. Cuando se creó la constelación de órbita polar y

los modelos de predicción numérica del tiempo comenzaron a depender cada vez más de los sondeos satelitales (en el infrarrojo, en microondas y por radio ocultación) y de otras importantes observaciones obtenidas por satélite, como los vientos de superficie en el océano, se aplicó un requisito similar para la continuidad operativa a los satélites de mañana y tarde, que llegaron a ser la principal constelación meteorológica en órbita polar. Los operadores de satélite que contribuían a los programas de la OMM definieron y pusieron en aplicación una configuración básica del sistema operativo de observación desde el espacio.

Si bien los operadores de satélite procuran hacer todo lo posible por mantener las constelaciones geoestacionarias y polares heliosincrónicas, el GCSM elaboró un Plan mundial de contingencia (véanse la sección 7.2.1 y el recuadro más adelante), en el que establece un marco técnico y jurídico para la adopción de medidas preventivas sobre la base de una estrategia de “ayudar al vecino” en caso de que falle uno de los elementos de la configuración operativa.

Se puede prestar apoyo a satélites geoestacionarios en casos imprevistos si el número de satélites es lo suficientemente elevado y sus posiciones nominales están espaciadas adecuadamente a lo largo del ecuador (véase, por ejemplo, el capítulo 4 de la parte III (figura 4.1)). Desplazar un satélite de una longitud a otra requiere poco combustible si se realiza a ritmo lento. De conformidad con el Plan mundial de contingencia, se mantienen varios satélites en posiciones de reserva y se puede reubicar un satélite para subsanar una interrupción mediante una maniobra que dura días o semanas, dependiendo de la urgencia y de la cantidad de combustible disponible a bordo. Se han dado varios ejemplos: se desplazó un satélite Meteosat de respaldo para cubrir el océano Atlántico occidental cuando el lanzamiento del sistema de satélite geoestacionario operativo para el estudio del medio ambiente (GOES) se retrasó a principios de la década de 1990; un satélite GOES de respaldo cubrió las necesidades en el océano Pacífico occidental durante la transición del satélite meteorológico geoestacionario (GMS) al satélite multifuncional de transporte (MTSAT) a principios de la década de 2000, y, en los dos últimos decenios, los satélites GOES y Meteosat han cubierto, en algunos casos, la posición del océano Índico.

En el caso de los satélites heliosincrónicos, el plan de contingencia es más complejo. Se necesita una gran cantidad de combustible para cambiar el plano orbital de un satélite y esto no está previsto, más allá de la deriva natural del plano orbital debida a la precesión o a maniobras de mantenimiento en órbita para corregir dicha deriva. Por lo tanto, el plan de contingencia se centra en la disponibilidad de satélites de respaldo en cada plano orbital a las horas de cruce del ecuador espaciadas de forma regular de esos planos.

Cuando la OMM adoptó su Visión para el SMO en 2025, el alcance del sistema operativo de observación desde el espacio se amplió a la vigilancia del clima, reflejando con ello la necesidad de vigilar continuamente el clima y la madurez de los sistemas espaciales, que pasaban de la investigación y el desarrollo a un modo operativo. En respuesta a ello, el GCSM definió y adoptó posteriormente un nuevo plan de referencia que incorpora una serie de misiones orientadas al clima. La continuidad es tan crítica para la vigilancia del clima como para la predicción meteorológica operativa; sin embargo, las necesidades varían debido a que la vigilancia del clima requiere diferentes escalas temporales. En primer lugar, la disponibilidad en tiempo casi real y las interrupciones breves en un ciclo diario no son requisitos exigidos. En segundo lugar, se concede especial importancia a la continuidad y estabilidad a largo plazo de las mediciones a lo largo de decenios. Los Principios de vigilancia del clima del Sistema Mundial de Observación del Clima exigen el solapamiento sistemático entre todos los satélites consecutivos para posibilitar la intercalibración y la trazabilidad. La estabilidad y la trazabilidad también podrían realizarse manteniendo una misión de referencia de alta seguridad, con un respaldo en órbita que sirva de patrón de referencia para la calibración de todas las demás (como se ha señalado en el capítulo 6 de la parte III (sección 6.1.9)). Este mecanismo debería ser un elemento principal de la definición de la Arquitectura para la vigilancia del clima desde el espacio.

**Continuidad y planificación de contingencia del Grupo de coordinación de los satélites meteorológicos**

En el plan de referencia acordado por el GCSM se define lo siguiente: i) una constelación geoestacionaria con seis satélites ubicados nominalmente en longitudes fijas (135° W, 75° W, 0°, 76° E, 105° E y 140° E) que realiza una serie de misiones acordadas; ii) una constelación meteorológica principal en órbita polar heliosincrónica que captura imágenes y realiza sondeos, y iii) diferentes constelaciones especializadas para otras misiones, bien sea en órbitas heliosincrónicas u órbitas terrestres bajas inclinadas. El Grupo de trabajo del GCSM sobre continuidad operativa y planificación de contingencia examina la aplicación del plan de referencia acordado, la disponibilidad de satélites de respaldo en órbita y los riesgos de interrupción de las misiones importantes.

El GCSM ha adoptado un Plan mundial de contingencia que incluye directrices destinadas a garantizar la continuidad, por ejemplo, por lo que respecta a una política de respaldo en órbita y nuevos lanzamientos, establece criterios para entrar en "modo de contingencia", y determina las medidas que deberán adoptarse en tales situaciones imprevistas. En particular, en el Plan mundial de contingencia se define un procedimiento genérico para reubicar un satélite geoestacionario de respaldo con el propósito de sustituir un satélite deteriorado, lo que se conoce como la estrategia de "ayudar al vecino". Los acuerdos bilaterales de contingencia entre operadores de satélites geoestacionarios complementan dicho plan mundial. En varias ocasiones durante los tres últimos decenios, tales reubicaciones de contingencia han sido esenciales para preservar la continuidad de misiones operativas vitales.

**7.3.3 Evolución a largo plazo**

Las necesidades continuas de los usuarios de los datos obtenidos por satélite y los enormes progresos realizados en la tecnología espacial y la teledetección exigen constantes mejoras a los sistemas satelitales y al instrumental.

Al mismo tiempo, la fuerte presión sobre los recursos pone de relieve la necesidad de una optimización de la labor mundial para asegurar la disponibilidad de un sistema de observación completo y evitar redundancias innecesarias más allá de los márgenes requeridos de fiabilidad. También se necesita optimización en el desarrollo, la validación y el proceso sostenido de productos derivados y ello exige intercambio de datos, interoperabilidad de datos y aseguramiento de la calidad de los datos. La coordinación mundial bajo los auspicios de la OMM se propone garantizar dicha optimización en el marco general del Sistema mundial integrado de sistemas de observación de la OMM (WIGOS), basándose en el examen continuo de las necesidades, las orientaciones de alto nivel que proporciona la Visión de la OMM para el SMO, la declaración de orientaciones en cada esfera de aplicación y el Plan de ejecución para la evolución de los sistemas mundiales de observación, en el que se recogen las recomendaciones formuladas a los agentes de ejecución de los sistemas de observación. La Arquitectura para la vigilancia del clima desde el espacio es también una iniciativa notable que promueven la OMM, el CEOS y el GCSM, cuyo fin es proporcionar una respuesta de extremo a extremo desde el sistema de observación espacial a las necesidades de vigilancia del clima.

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Agencia Espacial Europea: Sharing Earth Observation Resources (disponible en <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions>; de actualización periódica).
- Bizzarri, B., 1982: "Satellite data for numerical weather prediction", en *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, vol. 42, núm. 4, págs. 369 a 382.
- , 1986: "Basic principles of remote sensing", en *Proceedings of the Course on Satellite Meteorology and its Extension to Agriculture* (Erice, ed.). EUMETSAT, EUM P03, págs. 1 a 10.
- Bizzarri, B. y C. Tomassini, 1976: "Retrieval of information from high-resolution images", en *Proceedings of the Symposium on Meteorological Observations from Space*, Comité de Investigaciones Espaciales, Filadelfia, págs. 140 a 144.
- Chander, G., T. J. Hewison, N. Fox, X. Wu, X. Xiong y W. J. Blackwell, 2013: "Overview of intercalibration of satellite instruments", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 51, núm. 3, págs. 1056 a 1080.
- Comité Conjunto para las Guías en Metrología, 2012: *Vocabulario Internacional de Meteorología. Conceptos fundamentales y generales, y términos asociados (VIM)*. JCGM 200:2012.
- Comité sobre Satélites de Observación de la Tierra: Mission, Instruments and Measurements database online (disponible en <http://database.eohandbook.com>; de actualización anual).
- Datla, R. V., J. P. Rice, K. R. Lykke, C. Johnson, J. J. Butler y X. Xiong, 2009: *Best Practice Guidelines for Pre-launch Characterization and Calibration of Instruments for Passive Optical Remote Sensing*. NIST IR 7637, Instituto Nacional de Normas y Tecnología.
- Fox, N., 2010: QA4EO – A Quality Assurance Framework for Earth Observation: A guide to "reference standards" in support of Quality Assurance requirements of GEO (M.C. Greening, ed.). QA4EO-QAEO-GEN-DQK-003, Grupo de Observación de la Tierra (disponible en [http://www.qa4eo.org/docs/QA4EO-QAEO-GEN-DQK-003\\_v4.0.pdf](http://www.qa4eo.org/docs/QA4EO-QAEO-GEN-DQK-003_v4.0.pdf)).
- Klein, M. y A. J. Gasiewski, 2000: "The sensitivity of millimeter and sub-millimeter frequencies to atmospheric temperature and water vapor variations", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 13, págs. 17481 a 17511.
- Kramer, H. J., 2002: *Observation of the Earth and its Environment – Survey of Missions and Sensors*, Springer (incluye un CD-ROM con una encuesta sobre sensores aerotransportados y campañas en aire).
- Ohring, G. (ed.), 2007: *Achieving Satellite Instrument Calibration for Climate Change (ASIC<sup>3</sup>)*. Informe de un taller organizado por la Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera, el Instituto Nacional de Normas y Tecnología, la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio, la Oficina Integrada del Programa del Sistema de satélites medioambientales operacionales nacionales de órbita polar, y el Laboratorio de Dinámica Espacial de la Universidad Estatal de Utah, 16 a 18 de mayo de 2006, Lansdowne, Virginia.
- Organización Meteorológica Mundial, 2001: *Applications with Meteorological Satellites* (W.P. Menzel). SAT-28 (WMO/TD-No. 1078). Ginebra.
- , 2014: Base de datos y herramienta del mecanismo de análisis y examen de la capacidad de los sistemas de observación (OSCAR) (disponible en <http://www.wmo-sat.info/oscar/>; de actualización periódica).
- Organización Meteorológica Mundial/Unión Internacional de Telecomunicaciones, 2008: *Handbook on Use of Radio Spectrum for Meteorology: Weather, Water and Climate Monitoring and Prediction*. Ginebra.
- Parkinson, C. L., A. Ward y M. D. King (eds.), 2006: *Earth Science Reference Handbook*. Centro de Vuelos Espaciales Goddard de la NASA.
- Tobin, D. C., H. E. Revercomb, R. O. Knuteson, F. A. Best, W. L. Smith, N. N. Ciganovich, R. G. Dedecker, S. Dutcher, S. D. Ellington, R. K. Garcia, H. B. Howell, D. D. LaPorte, S. A. Mango, T. S. Pagano, J. K. Taylor, P. van Delst, K. H. Vinson y M. W. Werner, 2006a: "Radiometric and spectral validation of Atmospheric Infrared Sounder observations with the aircraft-based Scanning High-Resolution Interferometer Sounder", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 111, núm. D09S02.
- Tobin, D. C., H. E. Revercomb, C. C. Moeller y T. S. Pagano, 2006b: "Use of Atmospheric Infrared Sounder high-spectral resolution spectra to assess the calibration of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer on EOS Aqua", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 111, núm. D09S02.

## **PARTE IV. GARANTÍA DE LA CALIDAD Y GESTIÓN DE LOS SISTEMAS DE OBSERVACIÓN**

## ÍNDICE DE LA PARTE

Página

<b>PARTE IV. GARANTÍA DE LA CALIDAD Y GESTIÓN DE LOS SISTEMAS DE OBSERVACIÓN</b>	<b>1181</b>
CAPÍTULO 1. GESTIÓN DE LA CALIDAD.....	1184
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	1209
CAPÍTULO 2. MUESTREO DE VARIABLES METEOROLÓGICAS .....	1211
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	1229
CAPÍTULO 3. REDUCCIÓN DE DATOS .....	1231
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	1238
CAPÍTULO 4. PRUEBA, CALIBRACIÓN E INTERCOMPARACIÓN.....	1240
ANEXO 4.A. PROCEDIMIENTOS PARA LAS INTERCOMPARACIONES MUNDIALES Y REGIONALES DE INSTRUMENTOS DE LA OMM .....	1250
ANEXO 4.B. DIRECTRICES PARA LA ORGANIZACIÓN DE LAS INTERCOMPARACIONES DE INSTRUMENTOS DE LA OMM.....	1252
ANEXO 4.C. INFORMES DE COMPARACIONES INTERNACIONALES REALIZADAS BAJO LOS AUSPICIOS DE LA COMISIÓN DE INSTRUMENTOS Y MÉTODOS DE OBSERVACIÓN.....	1259
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	1262
CAPÍTULO 5. CAPACITACIÓN DE ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS .....	1265
ANEXO. CENTROS REGIONALES DE FORMACIÓN .....	1289
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	1291



## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 1. GESTIÓN DE LA CALIDAD . . . . .	1184
1.1 Generalidades . . . . .	1184
1.2 La familia ISO 9000, las normas ISO/IEC 17025 e ISO/IEC 20000 y el marco de gestión de la calidad de la OMM . . . . .	1186
1.2.1 ISO 9000: Sistemas de gestión de la calidad – Fundamentos y vocabulario . . . . .	1186
1.2.2 ISO 9001: Sistemas de gestión de la calidad – Requisitos. . . . .	1188
1.2.3 ISO 9004: Gestión para el éxito sostenido de una organización – Enfoque de gestión de la calidad . . . . .	1189
1.2.4 ISO 19011: Directrices para la auditoría de los sistemas de gestión . . . . .	1190
1.2.5 ISO/IEC 17025: Requisitos generales para la competencia de los laboratorios de ensayo y de calibración . . . . .	1190
1.2.6 ISO/IEC 20000: Tecnología de la información – Gestión de servicios. . . . .	1191
1.2.7 Marco de gestión de la calidad de la OMM . . . . .	1192
1.3 Introducción de la gestión de la calidad . . . . .	1192
1.4 Acreditación de laboratorios . . . . .	1194
1.5 Herramientas de gestión de la calidad . . . . .	1196
1.6 Factores que afectan a la calidad de los datos . . . . .	1196
1.7 Garantía de la calidad (control de la calidad) . . . . .	1200
1.7.1 Datos de superficie . . . . .	1200
1.7.1.1 Observaciones manuales y estaciones dotadas de personal . . . . .	1200
1.7.1.2 Estaciones meteorológicas automáticas. . . . .	1201
1.7.2 Datos de observación en altitud . . . . .	1201
1.7.3 Centros de datos . . . . .	1202
1.7.4 Interacción con las estaciones sobre el terreno . . . . .	1202
1.8 Supervisión del funcionamiento . . . . .	1203
1.9 Homogeneidad de los datos y metadatos . . . . .	1203
1.9.1 Causas de heterogeneidad de los datos . . . . .	1204
1.9.2 Metadatos . . . . .	1204
1.9.3 Elementos de una base de metadatos . . . . .	1204
1.9.4 Recomendaciones para un sistema de metadatos . . . . .	1205
1.10 Gestión de redes . . . . .	1206
1.10.1 Inspecciones . . . . .	1207
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA . . . . .	1209

# CAPÍTULO 1. GESTIÓN DE LA CALIDAD

## 1.1 GENERALIDADES

El presente capítulo aborda, en términos generales, los sistemas operativos de observación meteorológica de cualquier tamaño o naturaleza. Las directrices que ofrece sobre la gestión de la calidad son aplicables a las grandes redes de estaciones de observación, pero debería entenderse que también son válidas para una sola estación.

### *Gestión de la calidad*

La gestión de la calidad establece los principios y el marco metodológico de las operaciones, y coordina las actividades con el fin de gestionar y controlar una organización en lo referente a la calidad. La garantía y el control de la calidad son los ingredientes de todo sistema eficaz de gestión de la calidad. La garantía de la calidad tiene por objeto infundir confianza en que se satisfarán los requisitos de calidad, y abarca todas las actividades planificadas y sistemáticas que se llevan a cabo en un sistema de gestión de la calidad con el fin de cumplir los requisitos de calidad de un producto o servicio. El control de la calidad está asociado a los componentes que permiten asegurarse del cumplimiento de los requisitos en materia de calidad, y abarca todas las técnicas y actividades operativas utilizadas para cumplir tales requisitos. El presente capítulo está dedicado a la gestión de la calidad en relación con el control y la garantía de la calidad, así como a la acreditación oficial de las actividades en laboratorio, especialmente desde el punto de vista de las observaciones de las variables meteorológicas y atmosféricas.

El examen de la familia de normas ISO 9000 permite comprender el mejor método que hay que seguir durante la introducción de un sistema de gestión de la calidad en un Servicio Meteorológico e Hidrológico Nacional (SMHN); este grupo de normas contiene los procesos mínimos que deberán ser introducidos en un sistema de gestión de la calidad para satisfacer los requisitos de la norma ISO 9001. A continuación se analiza el concepto de gestión total de la calidad con arreglo a las directrices de la ISO 9004, poniendo de relieve las opiniones de los usuarios y de las partes interesadas. Se introduce también la norma ISO/IEC 17025. Asimismo, se describen las ventajas que para los SMHN y los Centros Regionales de Instrumentos (CRI) representa la acreditación con arreglo a la norma ISO/IEC 17025, así como un requisito del proceso de acreditación.

Se examina además la norma ISO/IEC 20000 sobre gestión de servicios en tecnología de la información, puesto que todo sistema de observación incorpora componentes de esa tecnología.

### *Garantía de la calidad y control de la calidad*

Los datos son de buena calidad cuando responden a necesidades tanto explícitas como implícitas. En otras partes de esta Guía se exponen necesidades explícitas o implícitas de los grados de exactitud, incertidumbre, resolución y representatividad requeridos, principalmente para las aplicaciones sinópticas de los datos meteorológicos, aunque pueden determinarse también necesidades similares para otras aplicaciones. Hay que suponer que un costo total bajo es también una condición, implícita o explícita, para todo tipo de aplicación. La gestión de la calidad tiene por objeto asegurarse de que los datos cumplen las condiciones necesarias (en cuanto a incertidumbre, resolución, continuidad, homogeneidad, representatividad, puntualidad, formato, etc.) para la aplicación deseada, con un costo mínimo viable. Todos los datos medidos son imperfectos pero, cuando su calidad es conocida y demostrable, pueden ser utilizados de manera apropiada.

El suministro de datos meteorológicos de buena calidad no es asunto sencillo y resulta imposible sin un sistema de gestión de la calidad. Los mejores sistemas de gestión de la calidad actúan de manera continua en todos los elementos del sistema de observación, desde la planificación de la red y la formación hasta la transmisión y el archivo de datos, pasando por la instalación y las operaciones en la estación, y prevén mecanismos de respuesta y de seguimiento en tiempo

casi real y con periodicidades más amplias, hasta las revisiones de carácter anual y los procesos de extremo a extremo. Los recursos que hay que dedicar para una gestión eficaz de la calidad suponen una parte apreciable del costo de las operaciones en un sistema o red de observación, y suele representar varios puntos porcentuales del costo total. De no mediar este gasto, habrá que considerar los datos como inciertos o de calidad desconocida, y su utilidad será menor.

Un sistema eficaz de gestión de la calidad es aquel que gestiona los vínculos entre la preparación para la recopilación de datos, la propia recopilación de los datos, la garantía de su calidad y su distribución a los usuarios a fin de asegurarse de que el usuario recibe la magnitud solicitada. Para numerosas magnitudes meteorológicas existen varios ciclos de preparación-recopilación-garantía como el anterior entre el lugar de observación y la fase final de distribución al usuario. Es esencial identificar todos esos ciclos y minimizar las posibilidades de divergencia respecto de la magnitud solicitada. Muchos de esos ciclos estarán tan estrechamente vinculados que podrán ser considerados como uno solo. La mayoría de los problemas surgen cuando hay varios ciclos que son tratados de manera independiente entre sí.

Una vez que se obtiene un dato a partir de un proceso de medición, aquel es conceptuado como tal. Posteriormente, otros procesos permitirán verificar su validez como magnitud requerida, utilizarlo en un proceso de ajuste para conseguir la calidad deseada, o rechazar el dato. Sin embargo, ninguno de esos procesos ulteriores modifica el dato del proceso de medición. El control de la calidad es el proceso en virtud del cual se procura tener la seguridad de que los procesos conducentes al dato final distribuido son correctos, y reducir al mínimo las posibilidades de rechazo o de ajuste del dato resultante.

La garantía de la calidad abarca el control explícito de los factores que afectan directamente al dato obtenido y procesado antes de su distribución a los usuarios. En el caso de las observaciones o mediciones, esa función abarca el equipo, la exposición, los procedimientos de medición, el mantenimiento, la inspección, la calibración, la elaboración de algoritmos, la redundancia de las mediciones, la investigación aplicada y la formación. En el sentido de la transmisión de datos, el control de la calidad es el proceso establecido para asegurarse de que, con respecto a aquellos datos que son posteriormente transmitidos o reenviados a la base de datos de un usuario, se han establecido unos protocolos que permiten asegurar que el usuario solo recopila datos de calidad aceptable.

*El control de la calidad* es el componente más conocido de los sistemas de gestión de la calidad, y constituye el mínimo irreducible de todo sistema. Consta de la totalidad de procesos aplicados para generar confianza y para asegurarse de que los datos producidos tengan la calidad requerida, y abarca también el examen de los datos de las estaciones y de los centros de datos, con el fin, por un lado, de verificar que estos concuerdan con los objetivos del sistema de gestión de la calidad y, por otro, para detectar errores de modo que sea posible marcar los datos poco fiables, corregirlos o, cuando los errores sean manifiestos, suprimirlos. Un sistema de gestión de la calidad debería incorporar procedimientos de retorno de la información a los procesos de medición y de control de la calidad con objeto de evitar la repetición de los errores. La garantía de la calidad puede aplicarse en tiempo real después de la medición, y puede alimentar el proceso de control de la calidad del proceso siguiente de un sistema de calidad aunque, por lo general, tiende a operar en tiempo no real.

El control de la calidad en tiempo real se suele efectuar en la estación y en los centros de análisis meteorológico. El control de la calidad diferido puede realizarse en los centros de análisis, para compilar bases de datos depuradas, y en los centros sobre el clima o bancos de datos, para archivarlas. En todos los casos, los resultados deberían devolverse a los responsables de la gestión de las observaciones, para realizar un seguimiento.

Un componente habitual del control de la calidad es la vigilancia de la calidad o supervisión del funcionamiento, que es una actividad en tiempo no real consistente en examinar la efectividad de la red o del sistema de observación para detectar tendencias y deficiencias sistemáticas. Suele encomendarse a la oficina que dirige y se responsabiliza de la red o del sistema, y que puede prescribir cambios del equipo o de los procedimientos. Estos aspectos suelen estar bajo la responsabilidad del administrador de la red, en colaboración con otros especialistas, si procede.

En la actualidad, la calidad de los datos se plantea atendiendo a las ventajas que supone un sistema completo de garantía de la calidad, que incluye procedimientos orientados a una interacción continua entre todas las partes implicadas en el sistema de observación, incluidos los máximos responsables y otros como, por ejemplo, los diseñadores y formadores, que, de otro modo, habrían adoptado un papel secundario en las operaciones relacionadas con la calidad tras la recopilación de los datos. Los procedimientos formales prescritos por la Organización Internacional de Normalización (ISO) con respecto a la gestión de la calidad y a la garantía de la calidad, así como otros procedimientos específicos que se utilizan en los sectores manufacturero y comercial, son también adecuados para los datos meteorológicos.

## 1.2 **LA FAMILIA ISO 9000, LAS NORMAS ISO/IEC 17025 E ISO/IEC 20000 Y EL MARCO DE GESTIÓN DE LA CALIDAD DE LA OMM**

En este capítulo se ofrece una explicación de las normas ISO aplicables y de la manera en que están interconectadas.

La competencia en sistemas de calidad conforme a las normas ISO puede conseguirse mediante certificación o acreditación, y suele hacer necesaria una auditoría externa del sistema de gestión de la calidad adoptado. La certificación implica que el marco y los procedimientos utilizados por la organización han sido establecidos y utilizados en la forma descrita. La acreditación implica que el marco y los procedimientos aplicados por la organización han sido establecidos y utilizados en la manera descrita, y son técnicamente capaces de conseguir el resultado deseado. La evaluación de la competencia técnica es un requisito obligatorio para la acreditación, pero no para la certificación. La norma ISO 9001 permite a una organización obtener la certificación, mientras que la norma ISO/IEC 17025 es la habitualmente requerida en los laboratorios y para las observaciones de rutina para la acreditación.

La norma ISO 9000 ha sido elaborada para ayudar a las organizaciones, independientemente de su naturaleza y tamaño, a aplicar y utilizar sistemas de gestión de la calidad. La norma ISO 9000 describe los elementos fundamentales de los sistemas de gestión de la calidad y ofrece definiciones de términos sobre el particular (como, por ejemplo, la necesidad o la satisfacción del cliente). La idea fundamental se ilustra en la figura 1.1. La norma ISO 9001 especifica los requisitos que ha de cumplir un sistema de gestión de la calidad para obtener una certificación con arreglo a esa norma. La norma ISO 9004 contiene directrices para una mejora continua del sistema de gestión de la calidad, con el fin de alcanzar un sistema total de gestión de la calidad. La norma ISO 19011 contiene directrices sobre la auditoría del sistema de gestión de la calidad. Todas estas normas se describen con mayor detalle en los documentos correspondientes del Marco de gestión de la calidad de la OMM.

### 1.2.1 **ISO 9000: Sistemas de gestión de la calidad – Fundamentos y vocabulario**

Los ocho principios siguientes de gestión de la calidad constituyen implícitamente la base en que se asienta un buen liderazgo de los SMHN, sean cuales sean sus dimensiones, y una mejora continua de la calidad de funcionamiento:

- a) enfoque al cliente;
- b) liderazgo;
- c) participación de las personas;
- d) enfoque basado en procesos;
- e) enfoque de sistema para la gestión;
- f) mejora continua;

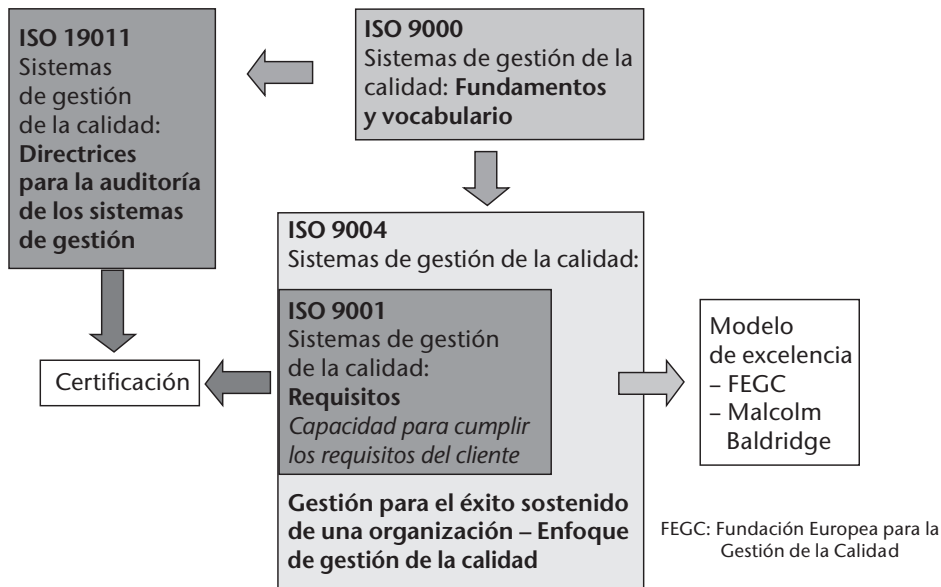
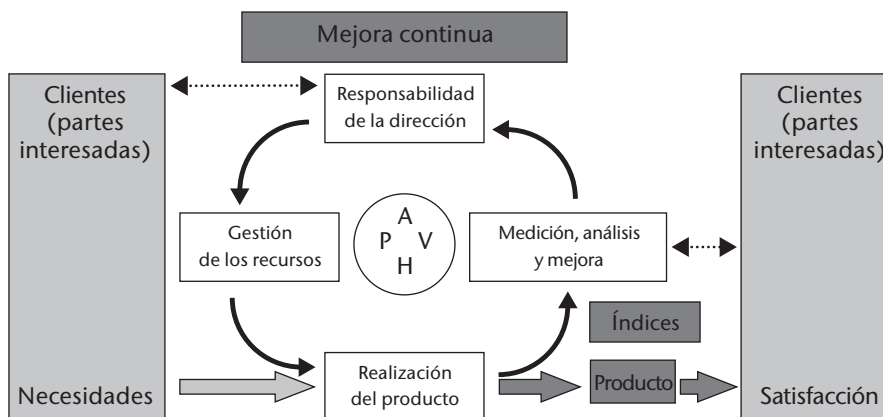


Figura 1.1. Concepto principal de las normas de la familia ISO 9000 y sus dependencias

- g) enfoque basado en hechos para la toma de decisiones;
- h) relaciones mutuamente beneficiosas con el proveedor.

Todos estos principios deberán documentarse y aplicarse para cumplir los requisitos de las normas ISO 9000 y 9001, a fin de conseguir la certificación. El aspecto principal de estas normas es el enfoque basado en procesos, que en términos simples puede describirse como el conjunto de las actividades que utilizan recursos para transformar los datos en resultados.

Los sistemas de gestión de la calidad basados en procesos pueden describirse mediante el modelo simple representado en la figura 1.2. La idea básica consiste en un mecanismo que permita conseguir una mejora continua del sistema y de la satisfacción del cliente mediante la determinación de unos índices de proceso (por ejemplo, el tiempo de computación en los modelos de entorno genérico (GME), la satisfacción del cliente, el tiempo de reacción, etc.), la evaluación de resultados, la adopción de decisiones para lograr una mejor gestión de los recursos y la obtención de unos productos inevitablemente mejores.



P = Planificar, H = Hacer, V = Verificar, A = Actuar

Figura 1.2. Circuito de control PHVA (también denominado círculo de Deming)

### 1.2.2 ISO 9001: Sistemas de gestión de la calidad – Requisitos

Esta norma prescribe los requisitos básicos de un sistema de gestión de la calidad, y en particular los procesos que permiten mejorar y abordar las quejas, así como efectuar revisiones de la gestión. Tales procesos suelen estar incorporados en el manual de la calidad. La norma ISO 9001 está orientada a la responsabilidad de gestión, y no a las actividades técnicas.

Para conseguir la certificación ISO 9001, la organización (SMHN) tendrá que definir los seis procesos siguientes y dejar constancia documental de ellos:

- a) control de documentos;
- b) control de registros;
- c) control de productos no conformes;
- d) acción correctiva;
- e) acción preventiva;
- f) auditoría interna.

Además, deberá existir un manual de la calidad que defina las políticas (por ejemplo, la consecución de un liderazgo regional en la predicción del tiempo) y los objetivos de la organización (por ejemplo, la mejora de las predicciones del tiempo reduciendo la probabilidad de falsos avisos), y que describa los marcos donde tienen lugar los procesos y las interacciones entre ellos. Deberán definirse los conceptos siguientes:

- a) gestión;
- b) comunicación interna;
- c) mejora continua;
- d) control del sistema (por ejemplo, mediante revisiones de la gestión).

Se podrán admitir exclusiones, por ejemplo de las actividades de desarrollo (cuando no haya tales actividades en la organización).

La figura 1.3 muestra la pirámide de jerarquía de la documentación del sistema de gestión de la calidad. Las descripciones de los procesos indican las actividades reales que se llevan a cabo en la organización, como el proceso de adquisición de datos de las redes de observación del tiempo y del clima. Proporcionan información sobre las diferentes etapas de los procesos y las dependencias organizativas que las realizan, con el fin de cooperar y de compartir información. La documentación deberá diferenciar entre procesos periódicos y no periódicos. Ejemplos de los primeros son la adquisición de datos o la difusión de las predicciones. Un proceso no periódico puede ser la instalación de equipos de medición que surge a partir de la necesidad de algún usuario o del requisito vinculado a un componente (por ejemplo, el encargo de instalar una red de mediciones).

Por último, las instrucciones de la ISO 9001 ofrecen información detallada sobre las etapas del proceso que es necesario referenciar en la descripción del mismo (por ejemplo, las instrucciones iniciales de una estación meteorológica automática). Los formularios y las listas de verificación son medios útiles para reducir la posibilidad de olvidar las tareas requeridas.

### 1.2.3 **ISO 9004: Gestión para el éxito sostenido de una organización – Enfoque de gestión de la calidad**

Las directrices encaminadas a desarrollar el sistema de gestión de la calidad ya introducido con el fin de lograr la excelencia empresarial están formuladas en ISO 9004. El principal aspecto de esta norma es la adopción de la perspectiva de las partes interesadas, en lugar de la del cliente. Las directrices de la ISO 9004 permiten desarrollar diferentes modelos de excelencia; por ejemplo, el de la Fundación Europea para la Gestión de la Calidad (EFQM)<sup>1</sup> o el premio nacional Malcolm Baldrige a la calidad<sup>2</sup>. Ambos modelos de excelencia están sólidamente establecidos y son muy respetados en todos los países del mundo.

El modelo de excelencia de la EFQM contiene los nueve criterios siguientes, evaluados por un equipo experto de asesores:

- a) liderazgo;
- b) personal;
- c) política y estrategia;
- d) colaboradores y recursos;
- e) procesos;
- f) resultados en el personal;
- g) resultados en los clientes;
- h) resultados en la sociedad;
- i) resultados clave en el rendimiento.

El modelo Malcolm Baldrige está basado en siete criterios similares a los del modelo de excelencia de la EFQM, a saber:

- a) liderazgo;
- b) planificación estratégica;



**Figura 1.3. Pirámide de la documentación del sistema de gestión de la calidad**

<sup>1</sup> Véase el sitio web de la EFQM en <http://www.efqm.org>.

<sup>2</sup> Véase el sitio web del Instituto Nacional de Normas y Tecnología de Estados Unidos (NIST) en <http://www.nist.gov/baldrige/>.



- c) orientación al cliente y al mercado;
- d) medición, análisis y gestión del conocimiento;
- e) orientación a los recursos humanos;
- f) gestión de los procesos;
- g) resultados.

No existen procesos de certificación para esta norma, pero las evaluaciones externas permiten efectuar comparaciones con otras organizaciones con respecto al modelo de excelencia (véase también la figura 1.1).

#### 1.2.4 **ISO 19011: Directrices para la auditoría de los sistemas de gestión**

Esta norma establece directrices para la auditoría de los sistemas de gestión de la calidad o ambiental, y no tiene carácter regulador. Para las auditorías de la organización se describen en detalle las actividades siguientes:

- a) principios de auditoría (conducta ética, presentación correcta, atención profesional adecuada, independencia, enfoque basado en la evidencia);
- b) planificación de la auditoría (establecimiento y puesta en marcha del programa de auditoría);
- c) actividades de auditoría (inicio de la auditoría, preparación y realización de las actividades de auditoría in situ, preparación del informe de la auditoría);
- d) enseñanza y formación profesional de los auditores (competencias, conocimientos, aptitudes personales).

La manera en que se realice la auditoría dependerá de los objetivos y alcance de esta, que serán establecidos por la dirección o por el cliente. La tarea principal de la primera auditoría consiste en verificar la conformidad del sistema de gestión de la calidad con los requisitos de la norma ISO 9001. En auditorías posteriores se da mayor prioridad a la interacción y a las interfaces entre procesos.

Los criterios de la auditoría consisten en la documentación del sistema de gestión de la calidad, la descripción de los procesos, el manual de la calidad y las reglamentaciones específicas.

La planificación de la auditoría que publique la organización debería especificar los departamentos correspondientes de la organización, los criterios y objetivos de la auditoría, así como el lugar, la fecha y la hora de esta, con el fin de establecer claramente las funciones de que constará.

#### 1.2.5 **ISO/IEC 17025: Requisitos generales para la competencia de los laboratorios de ensayo y de calibración**

Este grupo de requisitos es aplicable a las instalaciones y, en particular, a los laboratorios y centros de prueba que deseen obtener una acreditación externa de su competencia en términos de procesos de medición y prueba.

La norma ISO/IEC 17025 establece unos requisitos de gestión que concuerdan con los de la norma ISO 9001. Esta norma consta de dos partes principales: requisitos relativos a la gestión y requisitos técnicos. Por consiguiente, el sistema de gestión de la calidad deberá ajustarse a los requisitos de la norma ISO 9001, que abarca los procesos descritos, más un manual de gestión que permite conectar los procesos y objetivos con las políticas establecidas, y la obligación de

auditar con regularidad esos aspectos. Todos los procesos de laboratorio deberán ser aprobados, verificados y validados de manera adecuada para satisfacer los requisitos. Además, deberán determinarse las funciones desempeñadas por el representante de la gestión de la calidad (el director de calidad) y por el jefe del laboratorio.

Un componente esencial de los requisitos técnicos es el desarrollo de análisis de incertidumbre para cada uno de los procesos de medición y, en particular, la trazabilidad documentada y verificada con arreglo a las normas metroológicas internacionales.

### 1.2.6 **ISO/IEC 20000: Tecnología de la información – Gestión de servicios**

Los SMHN hacen uso de equipos de tecnología de la información para obtener datos de las redes de observación, con el fin de utilizarlos en modelos GME/LM y para proporcionar a los predictores las salidas de esos modelos. Las recomendaciones de esta norma son útiles para la prestación de servicios fiables de tecnologías de la información. La nueva norma ISO/IEC 20000 viene a ser un resumen de la antigua norma británica BS-15000 y de las recomendaciones de la Biblioteca de Infraestructura de Tecnologías de la Información. La clasificación de los requisitos se ajusta a la estructura de la Biblioteca de Infraestructura de Tecnologías de la Información.

Los elementos de la citada biblioteca se clasifican en aspectos de prestación de servicios y de apoyo a los servicios, y van acompañados de los procesos siguientes:

*Prestación de servicios:*

- a) gestión de nivel de servicio;
- b) gestión financiera;
- c) gestión de la continuidad de servicio de tecnología de la información;
- d) gestión de la disponibilidad;
- e) gestión de la capacidad.

*Apoyo a los servicios:*

- a) gestión del cambio;
- b) gestión del incidente;
- c) gestión del problema;
- d) gestión de la entrega;
- e) gestión de la configuración.

La gestión de la seguridad es común a ambas áreas.

Todos estos aspectos implican:

- a) que los procesos se adapten a la organización de los SMHN;
- b) que se preste particular atención al apoyo a los usuarios.

Se ha puesto especial énfasis en el proceso de gestión del cambio, que puede incluir la gestión de la entrega y la de la configuración. La gestión de incidentes y de problemas normalmente está incluida en la instalación de un servicio de asistencia a los usuarios.

### 1.2.7 **Marco de gestión de la calidad de la OMM**

El Marco de gestión de la calidad de la OMM contiene las recomendaciones básicas fundamentadas en las experiencias de los SMHN. Las condiciones necesarias para una certificación satisfactoria de acuerdo con la norma ISO 9001 se explican en OMM (2005a y 2005b).

El Marco de gestión de la calidad es el material orientativo de los SMHN, especialmente cuando estos tienen escasa experiencia en sistemas de gestión de la calidad. En la sección siguiente se describe sucintamente un sistema de gestión de la calidad, y se señala que la OMM no puede expedir ninguna certificación respecto de la norma ISO 9001.

## 1.3 **INTRODUCCIÓN DE LA GESTIÓN DE LA CALIDAD**

La introducción de una gestión de la calidad satisfactoria depende en gran medida de la cooperación de la cúpula directiva. La alta dirección del SMHN deberá comprometerse en el sistema de gestión de la calidad y apoyar al equipo de proyecto. En la ISO 20000 se resumen las condiciones necesarias para lograr la certificación y se explica el texto de las normas ISO 9001.

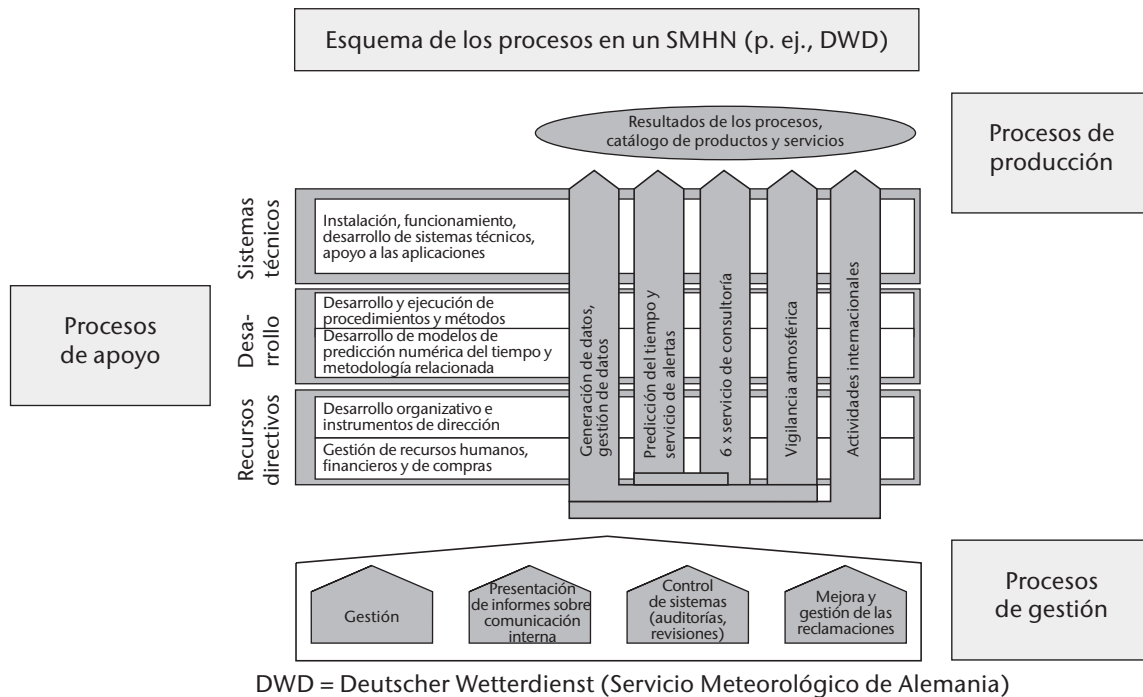
La alta dirección define una política en materia de calidad, junto con los objetivos correspondientes (que incluyen el compromiso de la gestión de la calidad), y el personal ha de estar lo suficientemente formado en cuestiones relativas a la gestión de la calidad como para comprender las bases de ese proceso (véase la sección 1.2.2). Lo que es más importante, debería crearse un equipo de proyecto que gestione la transición a un sistema formal de gestión de la calidad, que defina y analice los procesos utilizados por la organización.

Para ayudar al equipo de proyecto, el personal que participa en la definición de los procesos puede recibir unas breves instrucciones, consistentes generalmente en:

- a) registrar (anotar) lo que hace cada grupo;
- b) indicar la documentación existente;
- c) señalar las pruebas o indicadores de las tareas que se van realizando;
- d) identificar las medidas que podrían adoptarse para mejorar de manera continua los procesos.

Dado que la documentación especifica las actividades de la organización, es esencial que los principales procesos reflejen las funciones organizativas del SMHN. Estas pueden formar parte de los procesos enunciados (véase la figura 1.4), por ejemplo:

- a) predicción del tiempo (incluidos los aspectos hidrometeorológicos, agrometeorológicos y biometeorológicos humanos) y emisión de alertas meteorológicas;
- b) servicios de consultoría (incluidos el clima y el medio ambiente);
- c) generación de datos (de las redes de medición y observación);
- d) asuntos internacionales;
- e) investigación y desarrollo (modelización mundial, modelos de área limitada, instrumentación);
- f) infraestructura técnica (informática y comunicaciones, apoyo técnico, gestión de datos y apoyo de tecnologías de la información);



**Figura 1.4. Esquema de los procesos en un SMHN (por ejemplo, DWD, OMM (2005a))**

- g) procesos administrativos (compras, gestión financiera y de recursos humanos, organización, oficinas administrativas y bienes inmuebles, gestión del conocimiento, planificación central, y control y asuntos jurídicos).

Aun cuando estos procesos satisfagan las necesidades de los SMHN y les aporten subprocesos, por lo general debería disponerse de normativas que subsanaran posibles incidentes (por ejemplo, fallos del sistema o accidentes del personal).

La introducción de procesos en la organización deberá responder a unos objetivos de calidad claros; todo el personal deberá estar capacitado para comprender tales procesos, y particularmente la utilización de procedimientos y listas de verificación así como la medición de los indicadores de proceso.

Antes de solicitar una certificación, el sistema de gestión de la calidad debe ser revisado mediante auditorías internas en los departamentos y divisiones de la organización, con objeto de verificar la conformidad del sistema en los términos en que ha sido descrito y puesto en práctica. Estas revisiones documentadas pueden recaer también sobre los productos si se utilizan auditores especializados y adecuadamente formados. Los requisitos y las recomendaciones para llevar a cabo esas revisiones se describen en la ISO 19011 (véase la sección 1.2.4).

La revisión del sistema de gestión de la calidad que efectúe la dirección abarcará:

- resultados de las auditorías;
- comentarios del cliente;
- funcionamiento de los procesos con arreglo a los indicadores de desempeño;
- estado de las acciones preventivas y correctivas;
- actividades de seguimiento basadas en revisiones de gestión anteriores;

- f) cambios en el sistema de gestión de la calidad (políticas de la organización);
- g) mejoras recomendadas.

#### 1.4 **ACREDITACIÓN DE LABORATORIOS**

La acreditación conllevará procesos y documentación adicionales y, lo que es más importante, pruebas de que el personal del laboratorio ha recibido formación y domina perfectamente los procesos y métodos que se desea acreditar.

La documentación deberá abarcar los aspectos siguientes:

- a) un manual de gestión para el laboratorio;
- b) las descripciones de los procesos mencionadas en la sección 1.2;
- c) la documentación de todos los procesos y métodos;
- d) instrucciones de trabajo con respecto a todas las etapas parciales de los procesos y métodos;
- e) manuales de equipo (incluyendo los certificados de calibración);
- f) manuales de mantenimiento.

Puesto que los procedimientos y métodos cambiarán probablemente con mayor frecuencia que los aspectos de gestión de la acreditación, los métodos no suelen incluirse en el manual de gestión. Sin embargo, sí hay una referencia específica a los procedimientos y a los métodos utilizados en el manual de gestión.

Como es poco probable que todos los aspectos de la acreditación queden cubiertos una vez introducido el sistema de gestión de la calidad, se recomienda efectuar una auditoría previa y coordinarla con el organismo certificador. En estas auditorías previas sería normal que el organismo certificador:

- a) evaluara las necesidades previas de personal y de espacio;
- b) evaluara la idoneidad del sistema de gestión;
- c) verificara la documentación;
- d) validara el alcance de la acreditación.

El procedimiento de acreditación consiste en una serie de evaluaciones a cargo de un grupo especial de expertos (externo a la organización), que incluye entre sus miembros un representante del organismo certificador. El grupo de evaluación se centrará en las dos áreas principales siguientes:

- a) documentación;
- b) examen de las instalaciones incluidas en el alcance de la acreditación (por ejemplo, laboratorios y emplazamientos especiales sobre el terreno).

La evaluación de la documentación abarcará la verificación de los documentos siguientes:

- a) un manual de gestión (o guía de laboratorio);
- b) instrucciones acerca de los procedimientos;

- c) instrucciones de trabajo;
- d) instrucciones con respecto a las pruebas;
- e) manuales de equipo;
- f) manuales de mantenimiento;
- g) análisis de incertidumbre de determinadas magnitudes, resultados de pruebas y calibraciones;
- h) documentos probatorios (por ejemplo, justificación de haber impartido formación al personal y de que las magnitudes son trazables);
- i) registros (por ejemplo, correspondencia con el cliente y certificados de calibración generados).

El equipo externo de expertos podría solicitar documentos adicionales, ya que todos los aspectos de la norma ISO/IEC 17025 se someten a verificación y con mayor detalle que para una certificación con arreglo a la norma ISO 9001.

Además de la inspección de los métodos de medición y del equipo asociado, la evaluación de las instalaciones abarcadas por la acreditación incluirá:

- a) la evaluación del personal (particularmente en los niveles de formación y de responsabilidad);
- b) la evaluación de la infraestructura que sirve de base para los métodos (por ejemplo, edificios y accesos).

Durante la evaluación se someterán también a verificación los aspectos siguientes, para garantizar que cumplen los objetivos requeridos por la dirección para la acreditación:

- a) estructura organizativa;
- b) competencias del personal;
- c) adecuación de las instalaciones tecnológicas;
- d) orientación al cliente.

Además, la evaluación debería verificar que el laboratorio ha dejado suficientemente probados:

- a) la competencia técnica (selección y utilización del sistema de medición);
- b) la calibración del equipo de medición;
- c) el mantenimiento del equipo de medición;
- d) la verificación y validación de los métodos utilizados.

#### *Ventajas y desventajas de la acreditación*

Mediante una acreditación inicial a cargo de un organismo certificador independiente, los SMHN demuestran su competencia en el campo de los métodos de medición y de prueba para usos meteorológicos con arreglo a una norma reconocida. Una vez establecida la acreditación, se adopta una auditoría externa periódica que aporta pruebas adicionales de que se han respetado las normas y, lo que es más importante, ayuda a la organización a asegurarse de que se verifican sus propios requisitos internos sobre la calidad.

Una acreditación cuyo alcance sea adecuado ofrece además oportunidades comerciales para la calibración, la verificación y la evaluación de los dispositivos de medición.

Para las organizaciones que no han adoptado un sistema de gestión de la calidad, los beneficios de la acreditación son considerables. En primer lugar, documenta el sistema de la organización y, como resultado, permite utilizar un proceso de análisis para lograr que la organización sea más eficiente y eficaz. Así, por ejemplo, uno de los componentes de la acreditación con arreglo a la norma ISO/IEC 17025 obliga a efectuar análisis de incertidumbre en todas las pruebas de calibración y verificación; estos análisis cuantitativos aportan información sobre los aspectos que permiten obtener el máximo de beneficios con el mínimo de recursos.

La acreditación o certificación, sea cual sea el marco de calidad reconocido, obliga a realizar registros y auditorías periódicas a cargo de expertos externos y del organismo certificador. Ello conlleva un costo adicional para la organización, en función del alcance de la acreditación y de la certificación.

La solicitud de acreditación antes de haber implantado un sistema de gestión de la calidad eficaz conllevará un aumento de los recursos utilizados y una detracción de recursos existentes para el establecimiento del sistema de gestión de la calidad, a lo que vendrá a sumarse el costo de las auditorías periódicas.

## 1.5 HERRAMIENTAS DE GESTIÓN DE LA CALIDAD

Existen varias herramientas suficientemente conocidas para facilitar los procesos de un sistema de gestión de la calidad y para su mejora constante. A título introductorio, se describen a continuación tres ejemplos de estas herramientas: el cuadro de mando integral, el análisis modal de fallos y efectos, y seis sigma.

El cuadro de mando integral (Kaplan y Norton, 1996) se centra en al menos cuatro puntos: las finanzas, el cliente, los procesos y los empleados. Es frecuente incorporar también el público en general, dado que los intereses de este deben ser siempre tenidos en cuenta.

Cada organización y elemento organizativo aporta indicadores de desempeño clave respecto de cada una de las áreas de interés, vinculadas a su vez a la misión de la organización (o a su finalidad, visión u objetivos) y a su estrategia (o misión de trabajo y visión práctica).

El análisis modal de fallos y efectos es un método ideado para examinar las posibles causas y fallos no previstos y la probabilidad de que sucedan. El método puede ser utilizado para analizar procesos de producción y para la especificación de productos. La finalidad del proceso de optimización es reducir el número de prioridad del riesgo.

El método seis sigma fue desarrollado en el sector de las comunicaciones y está basado en controles de proceso estadísticos orientados a la mejora de la producción. Este método tiene como objetivo reducir los fallos de proceso por debajo de un valor especificado.

## 1.6 FACTORES QUE AFECTAN A LA CALIDAD DE LOS DATOS

El historial de los instrumentos sobre el terreno consta de varias fases, entre ellas la de planificación con arreglo a las necesidades de los usuarios, la de selección e instalación del equipo, y las actividades operativas, de calibración, de mantenimiento y de formación. Para obtener datos de calidad adecuada o prescrita habrá que adoptar medidas apropiadas en cada una de estas fases. En esta sección se reseñan los factores que afectan a la calidad de los datos y, para una información más completa, se remite a otros capítulos de esta Guía y a otros manuales y guías de la OMM.



*Necesidades de los usuarios.* La calidad de un sistema de medición puede evaluarse estableciendo una comparación entre las necesidades de los usuarios y la capacidad de los sistemas para responder a ellas. La compatibilidad entre las necesidades de calidad de datos de los usuarios y la efectividad de los instrumentos debe ser tenida en cuenta no solo en la fase de diseño y planificación de un proyecto, sino también durante todo el funcionamiento, y la implantación del sistema debe planificarse de modo que optimice las relaciones costo/beneficio y costo/efectividad. Ello implica una responsabilidad compartida entre los usuarios, los expertos en instrumentos y los expertos logísticos, a fin de ajustarse a los factores técnicos y financieros. En particular, los expertos en instrumentos deberán estudiar las necesidades de los usuarios en materia de calidad de los datos, a fin de proponer especificaciones adecuadas a las técnicas más modernas. Esta importante fase del diseño se denomina análisis de valor. Cuando se pasa por alto, como ocurre frecuentemente, es probable que el costo, o las necesidades de calidad, o ambos, no se satisfagan, hasta el punto de que el proyecto podría fracasar y los esfuerzos serían vanos.

*Especificaciones funcionales y técnicas.* La plasmación de esas necesidades en especificaciones funcionales y, posteriormente, en especificaciones técnicas es una tarea muy importante y compleja, que requiere un conocimiento a fondo de las necesidades de los usuarios, la tecnología de mediciones meteorológicas, los métodos de observación y las reglamentaciones de la OMM, así como unas condiciones de trabajo e infraestructuras técnicas y administrativas adecuadas. Las especificaciones determinarán el funcionamiento general del sistema de medición previsto, por lo que sus efectos sobre la calidad de los datos serán considerables.

*Selección de instrumentos.* Los instrumentos deberían seleccionarse cuidadosamente, teniendo en cuenta la incertidumbre, el rango y la resolución requeridos (véanse las definiciones en el capítulo 1 de la parte I), las condiciones climatológicas y ambientales en que se desarrollen las aplicaciones del usuario, las condiciones de trabajo, y la infraestructura técnica disponible para la formación, la instalación y el mantenimiento. Una elección inapropiada de los instrumentos puede producir datos de mala calidad imprevistos, causando muchos problemas al ser descubiertos con posterioridad y dando lugar, por ejemplo, a especificaciones inadecuadas que ocasionarían un desgaste o una deriva excesivos. En general, deberían utilizarse solo instrumentos de alta calidad para las tareas meteorológicas. A este respecto, se remite a la información contenida en los diversos capítulos de esta Guía. Si se desea obtener más información sobre el comportamiento de diversos tipos de instrumentos, véanse los informes de las intercomparaciones internacionales de instrumentos de la OMM, así como las actas de Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación de la OMM y de otras conferencias internacionales sobre instrumentos y métodos de observación.

*Pruebas de aceptabilidad.* Antes de proceder a la instalación y a la aceptación, es necesario asegurarse de que los instrumentos cumplen las especificaciones originales. Los fabricantes deberían publicar los valores de funcionamiento de los instrumentos y su sensibilidad ante ciertos factores influyentes; en ocasiones las autoridades de calibración certifican estos parámetros. Sin embargo, las intercomparaciones de instrumentos de la OMM revelan que los instrumentos pueden resultar degradados, pese a todo, por factores que afecten a su calidad y que pueden aparecer durante las fases de producción y transporte. Los errores de calibración son difíciles o imposibles de detectar si no se tiene fácil acceso a patrones adecuados o a instalaciones de prueba y calibración apropiadas. Uno de los componentes esenciales de una buena gestión es la realización de pruebas adecuadas en condiciones de funcionamiento, antes de utilizar los instrumentos con fines operativos. Estas pruebas pueden utilizarse tanto para determinar las características de un modelo dado como para controlar la calidad efectiva de cada instrumento.

Al comprar el equipo, debería tenerse presente la posibilidad de pedir al proveedor que establezca en su organización unos procedimientos de garantía de la calidad certificados según los requisitos de los SMHN, reduciendo con ello la necesidad de que el receptor del equipo realice pruebas de aceptabilidad. El costo adicional en la compra del equipo podría resultar compensado por una reducción en los costos de las pruebas internas o del mantenimiento operativo, o por la calidad asegurada de las operaciones ulteriores sobre el terreno.

*Compatibilidad.* Pueden aparecer problemas de compatibilidad cuando se utilizan instrumentos de características técnicas diferentes para realizar un mismo tipo de mediciones. Esto puede

ocurrir, por ejemplo, al pasar de mediciones manuales a automatizadas, al incorporar nuevos instrumentos con constantes de tiempo diferentes, al utilizar una protección diferente para los sensores, al aplicar algoritmos diferentes para la reducción de datos, etc. Deberían estudiarse a fondo, mediante intercomparaciones durante períodos largos, los efectos de estos cambios sobre la compatibilidad y la homogeneidad de los datos. Deberían consultarse los diversos informes de la OMM sobre intercomparaciones internacionales de instrumentos.

*Emplazamiento y exposición.* La densidad de estaciones meteorológicas depende de la escala espacial y temporal de los fenómenos meteorológicos que se vayan a observar, y suele estar especificada por los usuarios o estipulada en las reglamentaciones de la OMM. Hay evidencia experimental de que una ubicación y exposición inadecuadas pueden deteriorar seriamente la exactitud y la representatividad de las mediciones. En el capítulo 1 de la parte I se ofrecen criterios generales sobre el emplazamiento y la exposición, y en los distintos capítulos de la parte I se da información detallada sobre determinados instrumentos. Deberían consultarse asimismo las reglamentaciones al respecto en OMM (2010c). Convendría también prestar atención a factores externos que puedan introducir errores, como el polvo, la contaminación, la escarcha, la sal, los valores muy extremos de la temperatura ambiente o los actos de vandalismo.

*Errores instrumentales.* La selección apropiada de los instrumentos es una condición necesaria pero no suficiente para obtener una calidad adecuada de los datos. Ninguna técnica de medición es perfecta, y todos los instrumentos generan diversos errores sistemáticos y aleatorios. Sus efectos sobre la calidad de los datos deberían reducirse a un nivel aceptable mediante la adopción de medidas preventivas y correctivas apropiadas. Estos errores dependen del tipo de observación, y se examinan en los capítulos correspondientes de esta Guía (véase la parte I).

*Adquisición de datos.* La calidad de los datos no depende solo de la calidad de los instrumentos y de su correcto emplazamiento y exposición, sino también de las técnicas y métodos utilizados para obtener los datos y convertirlos en datos representativos. Debería hacerse una distinción entre las mediciones automatizadas y las observaciones humanas. En función de las características técnicas de un sensor, y en particular de su constante de tiempo, será necesario aplicar procedimientos adecuados de muestreo y de promediado. La existencia de fuentes no deseadas de interferencia eléctrica externa y de ruido puede degradar la calidad de la señal de salida del sensor; por tanto, deberían eliminarse mediante un acondicionamiento adecuado de esa señal antes de acceder al sistema de adquisición de datos. Deberían consultarse los capítulos 1 y 2 de la parte II, relativos al muestreo y filtrado. Cuando la lectura del instrumento es manual, pueden producirse errores imputables al diseño, a los valores de instalación del instrumento o a su resolución, o a una formación inadecuada del observador. En las observaciones visuales o subjetivas, los errores pueden deberse a la inexperiencia del observador, cuando este interpreta incorrectamente los fenómenos meteorológicos.

*Procesamiento de datos.* Pueden producirse también errores imputables a las técnicas de conversión o a los procedimientos de cálculo aplicados para convertir los datos de los sensores en datos meteorológicos de nivel II o de nivel III. Ese podría ser el caso, por ejemplo, al calcular los valores de humedad a partir de la humedad relativa o el punto de rocío, o al reducir la presión al nivel medio del mar. También pueden producirse errores durante la codificación, cifrado o transcripción de los mensajes meteorológicos, particularmente si los efectúa un observador.

*Control de la calidad en tiempo real.* La calidad de los datos depende de los procedimientos de control de la calidad en tiempo real que se apliquen durante la adquisición y el procesamiento de los datos y durante la preparación de los mensajes para eliminar las principales fuentes de error. Estos procedimientos son específicos para cada tipo de medición, aunque suelen consistir en comprobaciones simples de la verosimilitud de los valores y de la rapidez de los cambios, y en comparaciones con otras mediciones (por ejemplo, el punto de rocío no puede ser más alto que la temperatura). Otras comprobaciones especiales permiten verificar las observaciones introducidas manualmente y los mensajes meteorológicos. En las estaciones meteorológicas automáticas es posible detectar errores específicos del equipo mediante programas informáticos y aparatos de prueba especiales incorporados físicamente. La aplicación de estos procedimientos es extremadamente importante, ya que algunos errores introducidos durante el proceso de

medición no pueden ser eliminados posteriormente. Para obtener una descripción general de los métodos manuales y automáticos en uso, véanse también otros párrafos de este capítulo, así como el capítulo 1 de la parte II y OMM (1993a, 2010a, 2010b y 2010c).

*Supervisión del funcionamiento.* Como los procedimientos de control de la calidad en tiempo real tienen limitaciones, y algunos errores pueden pasar inadvertidos (por ejemplo, la deriva a largo plazo de los sensores, o los errores en la transmisión de datos), será necesario que los centros de análisis meteorológico y los administradores de las redes lleven a cabo una supervisión del funcionamiento a nivel de la red. Esta función se describe en la sección 1.8 de este capítulo. Se encontrará también información a ese respecto en el capítulo 1 de la parte II y en OMM (2010a). Es importante establecer procedimientos eficaces de enlace entre los responsables de la supervisión y los de mantenimiento y calibración, para facilitar una respuesta rápida cuando el sistema de supervisión emita un informe de avería o de fallo.

*Pruebas y calibración.* Durante la operación, tanto el funcionamiento como las características de los instrumentos meteorológicos cambian por diversas razones, por ejemplo el envejecimiento de los componentes del equipo, la degradación del mantenimiento, la exposición, etc. Estos factores pueden producir derivas a largo plazo o cambios bruscos de la calibración. Por esa razón, los instrumentos necesitan ser inspeccionados y calibrados con regularidad con el fin de proporcionar unos datos fiables. Para ello, es preciso disponer de patrones e instalaciones de calibración y prueba apropiadas. Se requiere también un plan de calibración y un mantenimiento de la calibración eficientes. Véase el capítulo 4 de la parte IV, que contiene información general sobre los aspectos de prueba y calibración, y los capítulos correspondientes de la parte I referentes a los distintos instrumentos.

*Mantenimiento.* El mantenimiento puede ser correctivo (de las piezas que fallan), preventivo (por ejemplo, las tareas de limpieza o de lubricación) o de adaptación (en respuesta a nuevas necesidades o a la obsolescencia del equipo). La calidad de los datos proporcionados por un instrumento resulta considerablemente afectada por la calidad de su mantenimiento, que, a su vez, depende principalmente de la aptitud del personal de mantenimiento y del tipo de mantenimiento. Las capacidades, el personal y el equipo de la organización o dependencia responsables del mantenimiento deberán ser adecuados para los instrumentos y las redes. Algunos factores que cabría tener en cuenta son: un plan de mantenimiento, que incluiría el mantenimiento correctivo, preventivo y de adaptación; una gestión logística; e instalaciones de reparación, prueba y servicios de apoyo. Deberá tenerse presente que los costos de mantenimiento del equipo pueden exceder en mucho el costo de su compra (véase el capítulo 1 de la parte II).

*Formación y enseñanza.* La calidad de los datos depende también de las aptitudes del personal técnico encargado de las actividades de prueba, calibración y mantenimiento, y de los observadores que efectúan las observaciones. Se deberían organizar programas de formación y enseñanza y adaptarlos al sistema, con arreglo a un plan racional orientado a las necesidades de los usuarios y, especialmente, a las necesidades de mantenimiento y calibración antes señaladas; esta consideración es especialmente importante en las estaciones meteorológicas automáticas. Al efectuar la compra del sistema, el fabricante debería estar obligado a proporcionar una documentación operativa y técnica muy completa, y a organizar cursos de formación técnicos y prácticos (véase el capítulo 5 de la parte IV) en el SMHN.

*Metadatos.* Un buen sistema de garantía de la calidad implica la disponibilidad de información detallada acerca del sistema de observación propiamente dicho y, en particular, sobre todos los cambios que se produzcan durante el tiempo de funcionamiento. Esta información sobre los datos, conocida como "metadatos", permite al operador de un sistema de observación adoptar las medidas preventivas, correctivas y de adaptación más apropiadas para mantener o mejorar la calidad de los datos. Las necesidades en materia de metadatos se examinan más ampliamente en la sección 1.9. Se encontrará más información sobre los metadatos en el capítulo 1 de la parte I (y en el anexo 1.C).

## 1.7 **GARANTÍA DE LA CALIDAD (CONTROL DE LA CALIDAD)**

En OMM (2010c) se estipula que ciertos procedimientos de control de la calidad deben aplicarse a todos los datos meteorológicos destinados a intercambio internacional. Deben someterse a dichos procedimientos los datos de nivel I y de nivel II, así como la conversión entre unos y otros. En OMM (2010b) se estipula que los centros de procesamiento de datos meteorológicos deberán aplicar procedimientos de control de la calidad a la mayoría de tipos de informes meteorológicos intercambiados internacionalmente, a fin de comprobar que no haya errores de cifrado y verificar la coherencia interna, la coherencia temporal y espacial, y los límites físicos y climatológicos; se especifican también la frecuencia mínima y las fechas de los controles de calidad.

En OMM (2010a) se ofrecen directrices generales sobre los procedimientos, poniéndose de relieve la importancia del control de la calidad en la estación, dado que algunos errores que se producen en ella no pueden ser subsanados posteriormente, y señalándose las grandes ventajas de la automatización. En OMM (1993a) se ofrecen descripciones bastante detalladas de los procedimientos que pueden aplicarse en los centros de análisis numérico, además de asesoramiento sobre límites climatológicos, formas de verificación de la coherencia interna, comparaciones con estaciones vecinas y con otros análisis y pronósticos, y breves comentarios sobre las probabilidades de rechazar datos buenos y de aceptar datos falsos con distribuciones estadísticas de error conocidas.

El control de la calidad, tal como se define específicamente en la sección 1.1, se aplica en tiempo real o casi real a la adquisición y procesamiento de los datos. En la práctica, la responsabilidad de ese proceso está repartida entre varios eslabones de la cadena de datos, que pueden encontrarse en la estación, cuando se interviene manualmente y de forma directa en la adquisición de los datos, o en los diversos centros donde estos son procesados.

Los procedimientos de garantía de calidad se deberán introducir y estudiar de nuevo durante las fases de desarrollo de los nuevos sensores o sistemas de observación (véase la figura 1.5).

### 1.7.1 **Datos de superficie**

#### 1.7.1.1 ***Observaciones manuales y estaciones dotadas de personal***

El observador, o el oficial responsable de una estación, tiene que asegurarse de que los datos que salgan de la estación hayan pasado un control de la calidad y, para atender esta responsabilidad, se le deberían proporcionar los procedimientos establecidos. Esta función específica viene a añadirse a otras funciones de mantenimiento de los equipos y de los registros, y abarca:

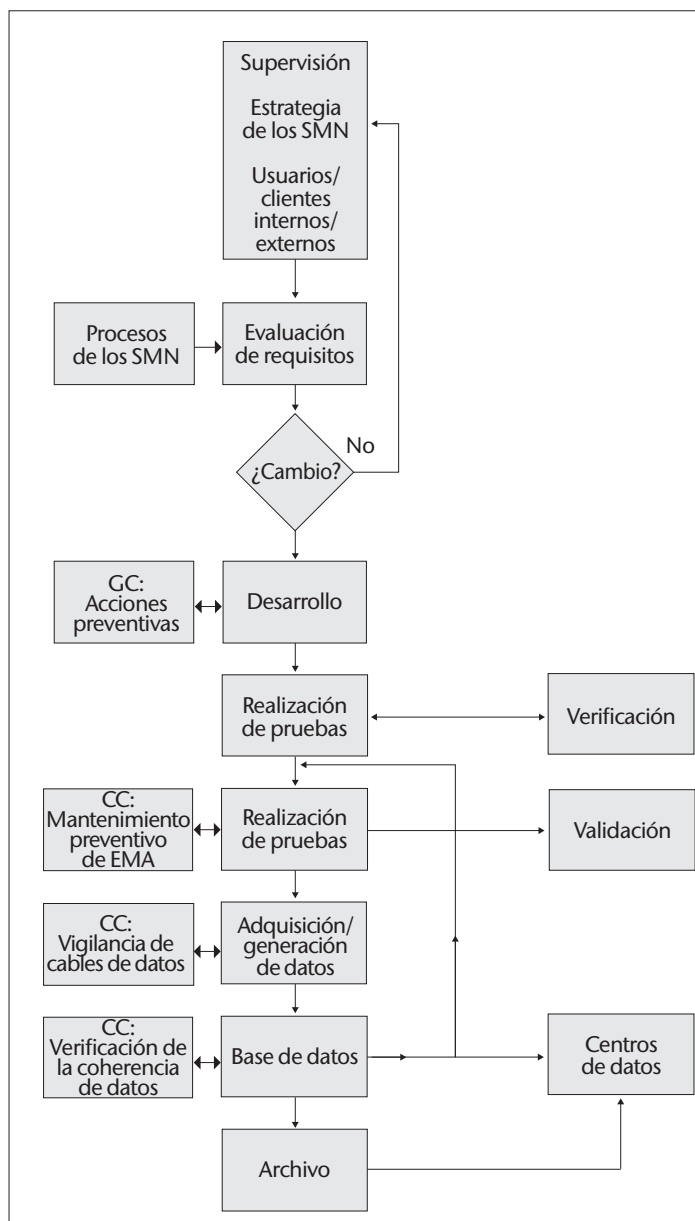
- a) Verificación de la coherencia interna de una observación sinóptica completa o de otros tipos de observación mixta: en la práctica, un observador experimentado la realiza casi mecánicamente, pero debería ser un requisito explícitamente indicado. Esta consideración es aplicable, por ejemplo, a las relaciones entre la temperatura, el punto de rocío y las temperaturas extremas diarias, o entre la lluvia, las nubes y el tiempo atmosférico.
- b) Comprobaciones climatológicas: se realizan para garantizar la coherencia. El observador conoce los rangos estacionales normales de las variables en la estación, o recurre a mapas o tablas de esos intervalos, y no debería permitir que ningún valor no habitual quede sin comprobar.
- c) Verificaciones temporales: deberían garantizar que los cambios acaecidos desde la última observación fueran verosímiles, especialmente cuando las observaciones hubieran sido realizadas por observadores diferentes.
- d) Verificación explícita de todas las operaciones aritméticas y de consulta de tablas.
- e) Comprobación de todos los mensajes y de otros registros respecto de los datos originales.

1.7.1.2 **Estaciones meteorológicas automáticas**

En las estaciones meteorológicas automáticas, algunas de estas comprobaciones deberían realizarse mediante programas informáticos y a través de verificaciones técnicas del comportamiento del sistema. Estos aspectos se discuten en el capítulo 1 de la parte II.

1.7.2 **Datos de observación en altitud**

Los procedimientos de control de la calidad de los datos de observación en altitud son esencialmente los mismos que para los datos de observación en superficie. Deberían realizarse comprobaciones de coherencia interna (por ejemplo, de los gradientes verticales o de las cizalladuras), de coherencia climatológica y temporal, y de coherencia con las observaciones de



SMN: Servicio Meteorológico o Hidrológico Nacional  
 GC: garantía de la calidad  
 CC: control de la calidad  
 EMA: estación meteorológica automática

Figura 1.5. Proceso para la generación de observaciones

superficie normales. En las operaciones de radiosonda, es sumamente importante verificar de manera explícita y deliberada la calibración inicial de referencia. Deberá cotejarse también el mensaje con los datos observados.

La automatización del control de la calidad en la estación es especialmente útil para los datos de observación en altitud.

### 1.7.3 **Centros de datos**

Los datos deberían verificarse en tiempo real, o con el mayor grado de sincronía posible, en el primero y siguientes puntos en que se reciban o utilicen. Es muy recomendable aplicar las mismas comprobaciones urgentes a todos los datos, incluso a los que no se utilicen en tiempo real, ya que el control de la calidad posterior no suele ser tan eficaz. Naturalmente, si existen procedimientos automáticos debería hacerse uso de ellos, aunque es posible aplicar ciertos procedimientos de control de la calidad sin necesidad de computadoras, o solo con ayuda parcial de los sistemas informáticos. Como principio a seguir, deberían verificarse todos los mensajes, preferiblemente en cada una de las fases de toda la cadena de datos.

Las comprobaciones realizadas en la estación suelen repetirse en los centros de datos, posiblemente en forma más elaborada, con ayuda de procedimientos automáticos. Los centros de datos, sin embargo, suelen tener acceso a otros datos de la red y pueden, por consiguiente, efectuar una verificación espacial respecto de observaciones efectuadas en estaciones circundantes, o con campos analizados o previstos. Este método es muy eficaz y constituye la aportación específica de los centros de datos.

Si se encontraran errores, los datos deberían ser rechazados, o corregidos tomando como referencia la fuente original, o bien corregidos en el centro de datos por inferencia. Aunque la última de estas alternativas puede introducir sin duda nuevos errores, es válida en muchas circunstancias; los datos corregidos por este medio deberían etiquetarse en la base de datos y utilizarse con precaución.

El proceso de control de la calidad produce datos de calidad establecida, que podrán ser después utilizados para operaciones en tiempo real y para conformar con ellos un banco de datos. Sin embargo, este proceso debería conllevar también la compilación de información sobre los errores encontrados. Es una buena práctica introducir, en el primero o siguientes puntos del procesamiento de los datos, un sistema que notifique inmediatamente los errores encontrados al origen de los datos, así como compilar un registro que pueda utilizar el administrador de la red para supervisar el funcionamiento, como se expone más adelante. Lo ideal sería realizar esta función a nivel regional, donde se puede acceder fácilmente a las estaciones sobre el terreno.

Los procedimientos detallados que se describen en OMM (1993a) sirven de guía para el control de la calidad de datos destinados al intercambio internacional, conforme a las recomendaciones de OMM (2010b).

### 1.7.4 **Interacción con las estaciones sobre el terreno**

Para mantener la calidad es absolutamente esencial poder descubrir el origen de los errores y realizar algún tipo de corrección. Si los datos provienen de estaciones dotadas de personal, estas funciones se realizan muy eficazmente en tiempo casi real, no solo porque los datos pueden corregirse, sino también porque puede identificarse la causa del error y evitar que se repita.

En un centro de datos u otro centro operativo, es conveniente designar a una persona con la responsabilidad de mantener una comunicación en tiempo casi real, y un contacto de trabajo eficaz, con las estaciones sobre el terreno, de modo que se pueda recurrir a esta persona cuando se descubran errores en los datos.



## 1.8 SUPERVISIÓN DEL FUNCIONAMIENTO

La gestión de una red o de una estación es mucho más eficaz si se mantienen constantemente registros del funcionamiento, normalmente con periodicidad diaria y mensual. El objetivo de la supervisión del funcionamiento es examinar continuamente la calidad de las estaciones sobre el terreno y de cada sistema de observación, por ejemplo, las mediciones de presión o la red de radiosondas.

La supervisión del funcionamiento presenta varios aspectos:

- a) Debería utilizarse el asesoramiento de los centros de datos para registrar el número y tipo de errores detectados por los procedimientos de control de la calidad.
- b) Los datos obtenidos de cada estación deberían compilarse en conjuntos sinópticos estructurados por períodos de tiempo, y estos conjuntos deberían servir para identificar diferencias sistemáticas con respecto a estaciones vecinas, tanto en los campos espaciales como en las series cronológicas comparativas. En este sentido, es útil obtener estadísticas del valor medio y de la dispersión de las diferencias y, para esos fines, resultan eficaces los métodos gráficos.
- c) Deberían obtenerse informes de las estaciones sobre el terreno sobre los fallos de los equipos u otros aspectos del funcionamiento.

Esos tipos de registro son muy útiles para identificar fallos sistemáticos de funcionamiento y para indicar medidas correctivas. Constituyen muy buenos indicadores de gran número de factores que afectan a los datos, como la exposición o las variaciones de la calibración, el deterioro del equipo, la variación de la calidad de los fungibles, o la necesidad de una nueva formación. Son particularmente importantes para mantener la confianza en el equipo automático.

Los resultados de la supervisión del funcionamiento deberían comunicarse a las estaciones sobre el terreno, medida que sería importante para mantener la motivación. Los resultados indican también cuándo es necesario reparar o mejorar el equipo instalado in situ.

La supervisión del funcionamiento constituye una ardua tarea, y el administrador de la red le deberá asignar unos recursos adecuados. En OMM (1988) se describe un sistema de vigilancia de datos de una red de estaciones meteorológicas automáticas, utilizando una pequeña oficina con personal dedicado a controlar los datos de salida en tiempo real y a asesorar a los administradores de la red y a los usuarios de los datos. En Miller y Morone (1993) se describe un sistema con funciones análogas, en tiempo casi real, que utiliza un modelo numérico de mesoescala para realizar las pruebas espaciales y temporales con los datos.

## 1.9 HOMOGENEIDAD DE LOS DATOS Y METADATOS

En el pasado, las redes de observación se constituían principalmente en apoyo de actividades de predicción meteorológica. En la práctica, el control de la calidad estaba centrado principalmente en descubrir valores anómalos, pero raramente incorporaba verificaciones de la homogeneidad de los datos y de la continuidad de las series temporales. El repentino interés por el cambio climático, debido principalmente a la preocupación por el aumento de los gases de efecto invernadero, hizo cambiar esta situación. Las pruebas de homogeneidad de los datos han revelado que muchos de los aparentes cambios climáticos pueden ser atribuidos a la falta de homogeneidad de las series temporales causada únicamente por variaciones operativas de los sistemas de observación. En esta sección se intentará resumir esas causas y exponer algunas directrices sobre la información necesaria en materia de datos —es decir, metadatos— que debería proporcionarse para contribuir a la homogeneidad de los datos y a los estudios sobre el cambio climático.



### 1.9.1 Causas de heterogeneidad de los datos

La falta de homogeneidad causada por cambios en el sistema de observación se presenta en forma de discontinuidades abruptas, cambios graduales, o cambios de la variabilidad. Las discontinuidades abruptas se deben mayormente a los cambios de instrumentos, de emplazamiento y de exposición, a la reubicación de estaciones, a variaciones en el cálculo de valores medios, a los procedimientos de reducción de datos y a la aplicación de nuevas correcciones de la calibración. Los cambios en el entorno de la estación, la urbanización o los cambios graduales de las características de los instrumentos pueden producir una heterogeneidad creciente de carácter gradual. Los cambios de la variabilidad están causados por el mal funcionamiento de los instrumentos. Se puede producir también heterogeneidad por variaciones en la hora de observación, por insuficiencia de las rutinas de inspección, mantenimiento y calibración, o por procedimientos de observación insatisfactorios. En una red, puede aparecer heterogeneidad por efecto de incompatibilidades de los datos. Es evidente que todos los factores que afectan a la calidad de los datos pueden también dar origen a una falta de homogeneidad en estos.

Un estudio histórico de los cambios experimentados por las radiosondas (OMM, 1993b) pone de manifiesto la gravedad del problema, e ilustra claramente la atención que hay que dedicar para subsanarlo.

Las variaciones de los registros de temperatura en superficie que se experimentan cuando las estaciones manuales son sustituidas por estaciones meteorológicas automáticas, así como las variaciones de los registros de altitud ocasionadas por los cambios en las radiosondas constituyen casos especialmente interesantes de heterogeneidad de datos. Estos dos casos son ya conocidos, y es posible, en principio, preverlos y corregirlos; aun así, la supervisión del funcionamiento puede servir para confirmar la eficacia de las correcciones, o incluso para obtenerlas.

### 1.9.2 Metadatos

Debería evitarse en la medida de lo posible la heterogeneidad de los datos mediante la adopción de unos procedimientos apropiados de garantía de la calidad en relación con el control de la calidad. Sin embargo, ello no siempre es posible, ya que algunas causas de la heterogeneidad, como la sustitución de un sensor, pueden representar mejoras reales de las técnicas de medición. Es importante disponer de información sobre la presencia, el tipo y, especialmente, la cronología de toda falta de homogeneidad que sobrevenga. Una vez obtenida esa información, los climatólogos pueden utilizar programas estadísticos apropiados para vincular los datos anteriores con los nuevos datos en bases de datos homogéneas con un alto grado de confianza. La información de este tipo suele estar disponible en forma de metadatos, o sea, información sobre datos, y se denomina también "historial de estación". En ausencia de esa información, es posible que muchas de las heterogeneidades anteriormente indicadas no lleguen a ser descubiertas o corregidas. Cabe considerar los metadatos como una versión ampliada del registro administrativo de la estación, que contiene toda la información posible sobre la puesta en marcha inicial y sobre los tipos y fechas de los cambios acaecidos durante la vida útil de un sistema de observación. En la medida que los sistemas informatizados de gestión de datos constituyen un aspecto importante del suministro de datos de calidad, sería deseable que los metadatos estuvieran disponibles en una base de datos informatizada que permita la composición, la actualización y el uso de esa información.

### 1.9.3 Elementos de una base de metadatos

Las bases de metadatos contienen información sobre el sistema inicial, además de actualizaciones cuando se produce algún cambio. Sus principales elementos son:

- a) Información sobre la red:
  - i) autoridad operadora y tipo y finalidad de la red.

- b) Información sobre la estación:
  - i) información administrativa;
  - ii) ubicación: coordenadas geográficas, elevación(es)<sup>3</sup>;
  - iii) descripciones del entorno y de obstáculos cercanos y distantes<sup>3</sup>;
  - iv) distribución física de los instrumentos<sup>3</sup>;
  - v) medios: transmisiones de datos, suministro de energía, cables;
  - vi) descripción climatológica.
- c) Información sobre los distintos instrumentos:
  - i) tipo: fabricante, modelo, número de serie, principios de funcionamiento;
  - ii) características de funcionamiento;
  - iii) fecha y hora de las calibraciones;
  - iv) emplazamiento y exposición: ubicación, apantallamiento, altura sobre el suelo<sup>3</sup>;
  - v) programa de medición o de observación;
  - vi) horas de las observaciones;
  - vii) observador;
  - viii) adquisición de datos: muestreo, promediado;
  - ix) métodos y algoritmos de procesamiento de datos;
  - x) mantenimiento preventivo y correctivo;
  - xi) calidad de los datos (en forma de etiqueta o de incertidumbre).

#### 1.9.4 **Recomendaciones para un sistema de metadatos**

El desarrollo de un sistema de metadatos requiere un considerable nivel de organización interdisciplinaria, y una atención constante a su funcionamiento, particularmente mediante una datación meticulosa y exacta de los cambios en la base de metadatos.

En OMM (1994) se encontrará un útil inventario de las necesidades al respecto, junto con ejemplos de los efectos producidos por los cambios en las actividades de observación y una explicación de las ventajas que conllevan los metadatos de calidad para poder obtener un registro climático fiable a partir de datos discontinuos. Los elementos funcionales básicos de un sistema para mantener una base de metadatos pueden resumirse como sigue:

- a) Deben establecerse procedimientos normalizados para reunir mediciones superpuestas respecto de todos los cambios importantes en los instrumentos, en las prácticas de observación y en el emplazamiento de sensores.
- b) Deben realizarse evaluaciones de rutina de los problemas existentes en materia de calibración, mantenimiento y homogeneidad, a fin de adoptar medidas correctivas cuando sea necesario.

---

<sup>3</sup> Es necesario incluir mapas y planos a las escalas apropiadas.

- c) Debe haber una comunicación fluida entre el recopilador de los datos y el investigador, que permita enviar información de respuesta para tomar conocimiento de los problemas relativos a los datos o, al menos, de las posibilidades de que ocurran, y corregirlos para mejorar o incorporar documentación en respuesta a necesidades de los usuarios inicialmente no previstas (por ejemplo, grupos de trabajo).
- d) Debe existir una documentación detallada y rápidamente accesible sobre los procedimientos, la fundamentación, las pruebas realizadas, los supuestos y los problemas conocidos que intervengan en la constitución del conjunto de datos a partir de las mediciones.

Estas cuatro recomendaciones permitirían obtener metadatos suficientes para que un usuario de los datos pudiera manipularlos, aglutinarlos y resumirlos adoptando unos supuestos mínimos respecto de su calidad y homogeneidad.

### 1.10 **GESTIÓN DE REDES**

Gestionar una red implica ocuparse de todos los factores que afectan a la calidad de los datos, enumerados en la sección 1.6. En particular, la gestión de una red deberá incorporar medidas correctivas en respuesta al funcionamiento de la red que revelen los procedimientos de control de la calidad y la supervisión del funcionamiento.

El concepto de red está definido en OMM (2010c), y en OMM (2010a) se ofrecen directrices sobre la gestión de redes en términos generales, y en particular sobre la estructura y funciones de una unidad de gestión de red. En la práctica, las redes se gestionan de maneras muy diversas, a tenor de disposiciones administrativas de ámbito local.

Es útil designar como administrador de la red a determinada persona u oficina, a la que se encomendará una responsabilidad activa con respecto a las repercusiones de los distintos factores sobre la calidad de los datos. El administrador de una red deberá contar con la colaboración de otros especialistas que se ocupen de la gestión y materialización de algunos de esos factores, y que acepten responsabilidades respecto de sus efectos sobre la calidad de los datos.

El administrador debería examinar regularmente los procedimientos empleados y los resultados obtenidos respecto de todos los factores que afecten a la calidad, según se expone en la sección 1.6, considerando en particular que:

- a) Los sistemas de control de la calidad descritos en la sección 1.1 son, desde el punto de vista operativo, esenciales en cualquier red meteorológica, y deberían recibir atención prioritaria de los usuarios de los datos y del administrador de la red.
- b) La supervisión del funcionamiento suele aceptarse como una de las funciones de gestión de la red y puede servir para indicar la necesidad de actuar para contrarrestar los efectos de la exposición, de la calibración y del mantenimiento, además de proporcionar información sobre los efectos de algunos de los demás factores.
- c) La inspección de las estaciones sobre el terreno, que se describirá más adelante, es una de las funciones de la gestión de una red.
- d) El mantenimiento del equipo puede ser directamente una de las funciones de la unidad de gestión de la red y, si no lo fuera, debería existir una colaboración particularmente eficaz entre el administrador de la red y la oficina responsable del equipo.
- e) Las disposiciones administrativas deberían permitir al administrador de la red adoptar, o encargar que se adopten, medidas correctivas según aconsejen los procedimientos de control de la calidad, la supervisión del funcionamiento, el programa de inspección o cualquier otro factor que afecte a la calidad; de los demás factores, uno de los más

importantes es la formación de los observadores, tal como se explica en el capítulo 5 de la parte IV, y el administrador de la red debería poder influir en el contenido y en el desarrollo de los cursos, o en la definición de las necesidades de formación.

### 1.10.1 Inspecciones

Las estaciones sobre el terreno deberían someterse regularmente a inspección, preferiblemente por parte de inspectores experimentados y expresamente designados para ello. Los objetivos consisten en examinar y mantener la actividad de los observadores, el equipo y la exposición de los instrumentos, así como mejorar el valor de los datos mediante un registro del historial de la estación. Al mismo tiempo, se pueden realizar diversas funciones administrativas, que son particularmente importantes para las estaciones dotadas de personal. Estos mismos principios son aplicables a las estaciones con personal, a las manejadas por observadores contratados, voluntarios o a tiempo parcial, y, en cierta medida, a las estaciones meteorológicas automáticas. Las necesidades en materia de inspección están indicadas en OMM (2010c), y en OMM (2010a) se ofrece asesoramiento al respecto.

Los informes proporcionados por las inspecciones formarán parte del registro de la supervisión del funcionamiento.

Sería muy recomendable disponer de un procedimiento sistemático y exhaustivo, abundantemente documentado en forma de manuales de inspección y de mantenimiento, para uso de los inspectores visitantes. Los procedimientos deberían incluir los detalles de la notificación y de las actuaciones de seguimiento que se realicen posteriormente.

El inspector debería ocuparse, en particular, de los aspectos siguientes de las operaciones en la estación:

- a) *Funcionamiento de los instrumentos.* Los instrumentos que requieran calibración deberán ser verificados, contrastándolos con un patrón adecuado. La presión atmosférica es la variable más pertinente, ya que todos los barómetros emplazados in situ pueden experimentar cierto grado de deriva. Deberán verificarse los sistemas mecánicos y eléctricos de registro conforme a procedimientos establecidos. Otros equipos más complejos, como las estaciones meteorológicas automáticas y los radares, necesitan someterse a diversos tipos de verificaciones físicas y eléctricas. Los anemómetros y las garitas meteorológicas son especialmente propensos a sufrir diversos tipos de deterioro, que podrían viciar los datos. Debería examinarse el estado físico de todos los aparatos (por ejemplo, presencia de polvo, corrosión, etc.).
- b) *Métodos de observación.* Es fácil adquirir prácticas inadecuadas en los procedimientos de observación, por lo que debería supervisarse continuamente el trabajo de todos los observadores. La uniformidad en los métodos de toma de registros y cifrado es esencial para el uso sinóptico y climatológico de los datos.
- c) *Exposición.* Cuando sea viable, deberá documentarse y, en su momento, corregirse, todo cambio que se produzca en el entorno de la estación. Podría ser necesario cambiar de emplazamiento.

Las inspecciones de las estaciones manuales permiten también mantener el interés y el entusiasmo de los observadores. El inspector deberá ser prudente, informativo, entusiasta, y capaz de obtener cooperación de buen grado.

Para cada inspección debería cumplimentarse un formulario preparado para dejar constancia de la inspección. En él se debería incluir una lista de comprobación del estado y de la instalación del equipo, así como de la capacidad y competencia de los observadores. El formulario de inspección podrá utilizarse también para otros fines administrativos, por ejemplo, los inventarios.

Es muy importante dejar siempre constancia y tomar nota de la fecha de todos los cambios percibidos durante la inspección, a fin de poder confeccionar un historial de la estación que sea posteriormente de utilidad para estudios climáticos u otros fines.

En general, no es posible especificar una frecuencia óptima de las visitas de inspección, ni tan siquiera para un tipo particular de estación. Aquella dependerá de la calidad de los observadores y del equipo, de la rapidez con que se deterioren el equipo y la exposición, y de los cambios que se produzcan en el personal e instalaciones de la estación. Para una estación adecuadamente organizada, podría ser aceptable un intervalo de inspección de dos años y, para las estaciones automáticas, seis meses podría ser un plazo apropiado. En algunos tipos de estación habrá requisitos de inspección especiales.

Una parte del mantenimiento del equipo podrá ser efectuada por el inspector o por el grupo de inspección, en función de las aptitudes de estos. Por lo general, debería haber un programa de mantenimiento del equipo, al igual que se hace con las inspecciones. Este tema no se examinará en el presente texto, ya que las necesidades y las posibles formas de organización son muy diversas.

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Deming, W. E., 1986: *Out of the Crisis: Quality, Productivity and Competitive Position*. University of Cambridge Press, Cambridge.
- Kaplan, R. S y D. P. Norton, 1996: *The Balanced Scorecard: Translating Strategy into Action*. Harvard Business School Press, Boston.
- Miller, P. A. y L. L. Morone, 1993: "Real-time quality control of hourly reports from the automated surface observing system", en *Preprints of the Eighth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*. Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, Boston, págs. 373 a 378.
- Organización Internacional de Normalización, 2005: *Sistemas de gestión de la calidad – Fundamentos y vocabulario*. ISO 9000:2005, Ginebra
- , 2008: *Sistemas de gestión de la calidad – Requisitos*, ISO 9001:2008. Ginebra.
- , 2009: *Gestión para el éxito sostenido de una organización – Enfoque de gestión de la calidad*, ISO 9004:2009. Ginebra.
- , 2011: *Directrices para la auditoría de los sistemas de gestión*, ISO 19011:2011. Ginebra.
- Organización Internacional de Normalización/Comisión Electrotécnica Internacional, 2005: *Requisitos generales para la competencia de los laboratorios de ensayo y de calibración*, ISO/IEC 17025:2005. Ginebra.
- , 2011: *Information technology – Service management – Part 1: Specification*, ISO/IEC 20000-1:2011. Ginebra.
- , 2012: *Information technology – Service management – Part 2: Code of practice*, ISO/IEC 20000-2:2012. Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1988: "Practical experience of the operation of quality evaluation programmes for automated surface observations both on land and over the sea" (M. Field y J. Nash), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-1988)*. Instruments and Observing Methods Report No. 33 (WMO/TD-No. 222). Ginebra.
- , 1993a: *Guía del Sistema Mundial de Proceso de Datos* (OMM-Nº 305). Ginebra.
- , 1993b: *Historical Changes in Radiosonde Instruments and Practices* (D. J. Gaffen). Instruments and Observing Methods Report No. 50 (WMO/TD-No. 541). Ginebra.
- , 1994: "Homogeneity of data and the climate record" (K. D. Hadeen y N. B. Guttman), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*. Instruments and Observing Methods Report No. 57 (WMO/TD-No. 588). Ginebra.
- , 2005a: *Quality Management Framework (QMF)*. First WMO Technical Report (revised edition) (WMO/TD-No. 1268). Ginebra.
- , 2005b: *Guidelines on Quality Management Procedures and Practices for Public Weather Services*. PWS-11 (WMO/TD No. 1256). Ginebra.
- , 2010a: *Guía del Sistema Mundial de Observación* (OMM-Nº 488). Ginebra.
- , 2010b: *Manual del Sistema Mundial de Proceso de Datos y de Predicción* (OMM-Nº 485), volumen I. Ginebra.
- , 2010c: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-Nº 544), volumen I. Ginebra.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 2. MUESTREO DE VARIABLES METEOROLÓGICAS .....	1211
2.1 Generalidades .....	1211
2.1.1 Definiciones .....	1212
2.1.2 Representatividad en el tiempo y en el espacio .....	1212
2.1.3 Espectros de magnitudes atmosféricas .....	1213
2.2 Series temporales, espectros de potencia y filtros .....	1213
2.2.1 Análisis de series temporales .....	1215
2.2.2 Medición de espectros .....	1217
2.2.3 Respuesta del sistema de instrumentos .....	1218
2.2.4 Filtros .....	1220
2.3 Determinación de las características de los sistemas .....	1223
2.3.1 Determinación de la respuesta mediante medición directa .....	1223
2.3.2 Determinación de la respuesta mediante cálculo .....	1224
2.3.3 Determinación de la respuesta mediante estimación .....	1224
2.4 Muestreo .....	1224
2.4.1 Técnicas de muestreo .....	1224
2.4.2 Frecuencias de muestreo .....	1226
2.4.3 Frecuencia de muestreo y control de la calidad .....	1228
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	1229



## **CAPÍTULO 2. MUESTREO DE VARIABLES METEOROLÓGICAS**

### **2.1 GENERALIDADES**

El presente capítulo está concebido como una introducción a este tema complejo, destinada a aquellos que no son especialistas pero que necesitan disponer de los conocimientos suficientes para comprenderlo en términos generales y para formarse una idea de la importancia de las técnicas.

VARIABLES atmosféricas tales como la velocidad del viento, la temperatura, la presión y la humedad son funciones de cuatro dimensiones: dos horizontales, una vertical y una temporal. En todas ellas las variaciones son irregulares, y la finalidad perseguida al estudiar el muestreo es definir procedimientos de medición prácticos a fin de obtener observaciones representativas con un grado de incertidumbre aceptable en las estimaciones de los valores medios y de la variabilidad.

El estudio del muestreo en las dimensiones horizontales incluye la representatividad del área de medición, que se aborda en el capítulo 1 de la parte I, en otros capítulos relativos a la medición de determinadas magnitudes, y sucintamente a continuación. Abarca asimismo el diseño de redes, que constituye un tema de estudio especial relacionado con el análisis numérico, y la medición de magnitudes integradas en área mediante radares y satélites; ninguno de estos dos temas se examinará en el presente texto. El muestreo vertical se examina brevemente en los capítulos 12 y 13 de la parte I y en el capítulo 5 de la parte II. Así pues, el presente capítulo está dedicado únicamente al muestreo en función del tiempo, a excepción de algunos comentarios generales sobre la representatividad.

El tema puede abordarse en los dos niveles siguientes:

- a) Podría estudiarse, a un nivel elemental, el problema meteorológico básico de obtener el valor medio de una magnitud fluctuante representativa de un intervalo de muestreo establecido en un período de tiempo dado, empleando sistemas de instrumentos cuyos tiempos de respuesta sean largos comparados con las fluctuaciones. Al nivel más simple, esto implica la consideración de las estadísticas de un conjunto de mediciones y del tiempo de respuesta de los instrumentos y circuitos electrónicos.
- b) El problema podría estudiarse con mayor precisión aplicando la teoría de análisis mediante series temporales, el concepto de espectro de fluctuaciones y el comportamiento de los filtros. Estas materias son necesarias para estudiar el problema más complejo del empleo de instrumentos de respuesta relativamente rápida para obtener mediciones satisfactorias del valor medio o del espectro de una magnitud rápidamente variable, siendo el viento el ejemplo más destacado.

Será, pues, conveniente comenzar por una exposición de las series temporales, los espectros y los filtros, en las secciones 2.2 y 2.3. En la sección 2.4 se brindan consejos prácticos sobre muestreo. La mayor parte de estas consideraciones presupondrán el empleo de técnicas digitales y de procesamiento automático.

Es importante tener presente que nunca se muestrea realmente una variable atmosférica. Como máximo, se muestrea el resultado de un sensor de esa variable. Esta distinción es importante, ya que los sensores no proporcionan una analogía exacta de la variable percibida. Por lo general, los sensores responden con mayor lentitud que los cambios atmosféricos, y añaden ruido. Los sensores tienen también otros efectos, por lo general indeseables, como producir derivas de la calibración, responder de forma no lineal, interferir con la magnitud que están midiendo, fallar más a menudo de lo que se desea, etc., aunque en el presente texto se abordarán únicamente la respuesta y la adición de ruido.

Son muchos los libros de texto en los que se puede encontrar la información general necesaria para diseñar sistemas de muestreo o para estudiar datos muestreados. Véanse, por ejemplo, Bendat y Piersol (1986), o bien Otnes y Enochson (1978). Otros textos de utilidad son Pasquill y Smith (1983), Stearns y Hush (1990), Kulhánek (1976), y Jenkins y Watts (1968).

### 2.1.1 Definiciones

En el presente capítulo se utilizarán las definiciones siguientes:

Un *muestreo* es el proceso empleado para obtener una secuencia discreta de mediciones de una magnitud.

Una *muestra* es una medición individual, por lo general una de una serie de lecturas puntuales de un sistema sensor. Obsérvese que esta definición difiere de la empleada habitualmente en estadística, que se refiere a un conjunto de números o mediciones que forma parte de una población.

Una *observación* es el resultado de un proceso de muestreo, y es la magnitud notificada o registrada (denominada también con frecuencia “medición”). En el contexto del análisis de series temporales, una observación se obtiene a partir de cierto número de muestras.

Una *medición*, según la Organización Internacional de Normalización (ISO), es el “conjunto de operaciones para determinar el valor de una magnitud”. En el uso habitual, este término puede emplearse para designar el valor de una muestra o de una observación.

El *tiempo de muestreo* o *período de observación* es el período de tiempo durante el que se toma determinado número de muestras en el transcurso de una observación.

El *intervalo de muestreo* es el tiempo transcurrido entre observaciones sucesivas.

La *función de muestreo* o *función de ponderación* es, en los términos más simples, un algoritmo para promediar o filtrar las muestras individuales.

La *frecuencia de muestreo* es la frecuencia con que se toman las muestras. El *espaciamiento de muestreo* es el tiempo transcurrido entre muestras.

Se denomina *suavizado* al proceso de atenuación de los componentes de alta frecuencia del espectro sin afectar de manera significativa a las frecuencias más bajas. Se suele emplear para eliminar ruido (errores y fluctuaciones aleatorios ajenos a la aplicación).

Un *filtro* es un dispositivo empleado para atenuar o seleccionar determinadas frecuencias. El suavizado se realiza mediante un filtro de *paso bajo*, y los términos *suavizado* y *filtrado* suelen utilizarse indistintamente en este sentido. Sin embargo, existen también filtros de *paso alto* y de *paso de banda*. El filtrado puede ser una propiedad del instrumento, como la inercia, o bien puede realizarse por medios electrónicos o numéricos.

### 2.1.2 Representatividad en el tiempo y en el espacio

Las observaciones de muestreo se realizan con una frecuencia limitada, durante un intervalo de tiempo limitado y sobre un área limitada. En la práctica, las observaciones deberían ser lo suficientemente frecuentes para ser representativas de las partes no muestreadas de la variable (continua), y a menudo se consideran representativas de un intervalo de tiempo y un área mayores.

El usuario de una observación espera de ella que sea representativa, o típica, de un área e instante, y de un período de tiempo. El área puede ser, por ejemplo, un aeropuerto, o una

extensión de varios kilómetros de radio visible sin dificultad para un observador humano. El tiempo es el instante en que se efectúa el informe o se transmite el mensaje, y el intervalo es una cantidad convenida, a menudo de 1, 2 o 10 minutos.

Para que las observaciones sean representativas, se exponen los sensores a alturas estándar, en lugares despejados, y se procesan las muestras para obtener los valores medios. En algunos casos los sensores, por ejemplo los transmisómetros, obtienen por su propia naturaleza un promedio espacial, contribuyendo así a la representatividad de la observación. Otro ejemplo a este respecto es la observación humana de la visibilidad. Sin embargo, en lo que resta del capítulo se ignorará el muestreo espacial para centrarse en el muestreo temporal de las mediciones realizadas en un punto.

Un ejemplo típico de muestreo y de promediado a lo largo del tiempo consistiría en la medición de temperatura minuto a minuto (las muestras), el cálculo de un promedio a lo largo de 10 minutos (es decir, el intervalo de muestreo y la función de muestreo), y la transmisión de dicho promedio (la observación) en un informe sinóptico cada 3 horas. Cuando estas observaciones se obtienen durante un período de tiempo en un mismo lugar, ellas mismas se convierten en muestras a lo largo de una nueva secuencia temporal, con un espaciamiento de 3 horas. Cuando se toman en un gran número de lugares, dichas observaciones se convierten también en muestras, conforme a una secuencia espacial. En este sentido, las observaciones representativas son también muestras representativas. En el presente capítulo se abordará el tema de la observación inicial.

### 2.1.3 Espectros de magnitudes atmosféricas

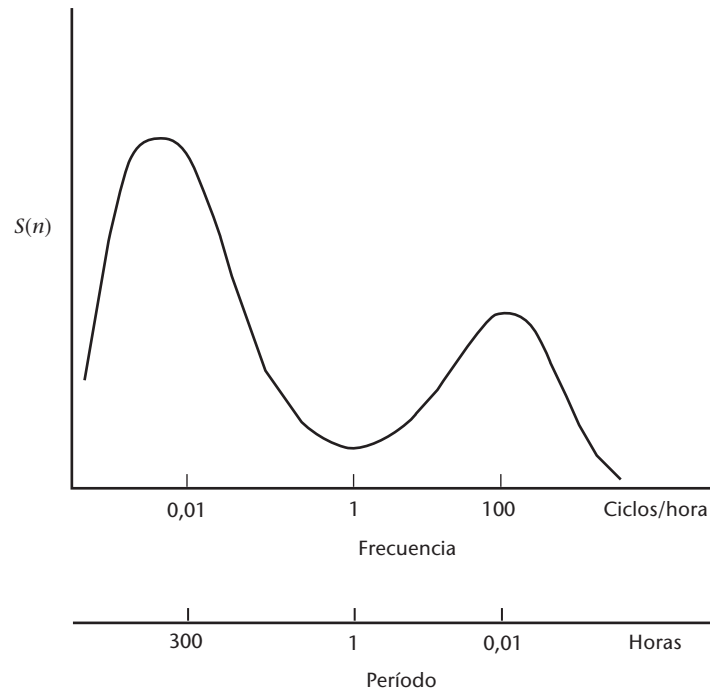
Aplicando la operación matemática conocida como transformada de Fourier, una función irregular del tiempo (o de la distancia) puede ser reducida a su espectro, que es la suma de un gran número de sinusoides, cada una de ellas con su propia amplitud, longitud de onda (o período, o frecuencia) y fase. En contextos amplios, estas longitudes de onda (o frecuencias) definen “escalas” o “escalas de movimiento” de la atmósfera.

El alcance de estas escalas es limitado en la atmósfera. En un extremo del espectro, las escalas horizontales no pueden exceder de la circunferencia de la Tierra, es decir, de 40 000 km. Para fines meteorológicos, las escalas verticales no exceden de algunas decenas de kilómetros. En la dimensión temporal, sin embargo, las escalas de mayor extensión son las climatológicas y, en principio, no tienen límite, aunque en la práctica el período más largo no excede de la longitud de los registros. En el extremo corto, la disipación viscosa de energía turbulenta en forma de calor establece un límite inferior. Cerca de la superficie de la Tierra, este límite está determinado por una longitud de onda de algunos centímetros, y aumenta con la altura hasta llegar a unos cuantos metros en la estratosfera. En la dimensión temporal, estas longitudes de onda corresponden a frecuencias de decenas de hercios. Sería correcto decir que las variables atmosféricas son de ancho de banda limitado.

La figura 2.1 muestra una representación esquemática del espectro de una magnitud meteorológica tal como el viento, medida teóricamente en una estación y en un instante determinados. El eje de ordenadas, denominado habitualmente energía o densidad espectral, está relacionado con la varianza de las fluctuaciones del viento para cada frecuencia  $n$ . El espectro de la figura 2.1 tiene un mínimo de energía en la mesoescala en torno a un ciclo por hora, entre máximos en la escala sinóptica en torno a un ciclo cada cuatro días, y en la microescala en torno a un ciclo por minuto. Las longitudes de onda más cortas son de unos pocos centímetros, y las frecuencias más grandes, de decenas de hercios.

## 2.2 SERIES TEMPORALES, ESPECTROS DE POTENCIA Y FILTROS

La presente sección es una introducción a los conceptos del análisis de series temporales, dirigida al lector no especializado, que constituye uno de los fundamentos de una buena práctica de muestreo. En el contexto de esta Guía, son particularmente importantes para la medición



**Figura 2.1. Espectro típico de una magnitud meteorológica**

del viento, pero idénticos problemas plantean la temperatura, la presión y otras magnitudes. Adquirieron importancia para las mediciones meteorológicas de rutina cuando se introdujeron las mediciones automáticas, que permitían realizar muestreos rápidos y frecuentes. Se pueden producir errores graves en la estimación de los valores medios, de los valores extremos y del espectro si los sistemas no han sido diseñados adecuadamente.

Aunque las mediciones de espectros no sean habituales, tienen numerosas aplicaciones. El espectro de viento es importante en ingeniería, y en relación con la dispersión, la difusión y la dinámica atmosféricas. Los conceptos aquí estudiados se utilizan también en el ámbito del análisis cuantitativo de datos satelitales (en la dimensión espacial horizontal), así como en climatología y en micrometeorología.

En resumen, el argumento es el siguiente:

- a) Puede evaluarse una frecuencia de muestreo óptima considerando la variabilidad de la magnitud que se somete a medición; las estimaciones del valor medio y de otros parámetros estadísticos de las observaciones conllevarán incertidumbres menores para frecuencias de muestreo más altas, es decir, para muestras más grandes.
- b) El teorema de Nyquist afirma que una magnitud en fluctuación continua puede determinarse con precisión mediante una serie de muestras de espaciamiento fijo, siempre que estén lo suficientemente próximas.
- c) Si la frecuencia de muestreo es demasiado baja, las fluctuaciones a las frecuencias no muestreadas más altas (por encima de la frecuencia de Nyquist, que se define en la sección 2.2.1) afectarán a la estimación del valor medio, y también lo harán al cálculo de las frecuencias más bajas con lo que el espectro medido será incorrecto; la señal espuria, de baja frecuencia, que aparece en estos casos, como consecuencia de esa baja frecuencia de muestreo, se denomina aliasing o solapamiento, y puede dar lugar a errores importantes si no se conocen sus mecanismos y si no se tiene en cuenta al diseñar los sistemas.
- d) El solapamiento puede evitarse empleando una frecuencia de muestreo elevada o realizando un filtrado de las altas frecuencias de modo que se pueda utilizar una frecuencia de muestreo más baja y más adecuada.

- e) Los filtros pueden ser digitales o analógicos, y un sensor con un tiempo de respuesta suficientemente largo actúa como filtro.

Para entender a fondo lo que es un muestreo hay que saber lo que son los espectros de potencia, el teorema de Nyquist, el filtrado, y la respuesta de los instrumentos. Se trata de un tema muy especializado, que conlleva conocer: las características de los sensores utilizados; la manera en que se acondiciona, se procesa y se registra cronológicamente la señal de salida de los sensores; las propiedades físicas de los elementos que se miden; y la finalidad a que se destinará el análisis. Para ello, a su vez, es necesario conocer en profundidad la física de los instrumentos, la teoría de los sistemas electrónicos o de otro tipo utilizados en los procesos de acondicionamiento y registro cronológico, y también matemáticas y estadística, así como la meteorología de los fenómenos, todo lo cual excede del alcance del presente texto.

Sin embargo, un lego puede llegar a comprender los principios en que se basa una buena práctica de medición de valores medios y extremos, y a hacerse una idea de los problemas que plantea la medición de espectros.

### 2.2.1 Análisis de series temporales

Será necesario considerar las señales como valores pertenecientes al dominio de tiempo o al de frecuencias. La idea fundamental en que se basa el análisis espectral es el concepto de transformada de Fourier. Una función,  $f(t)$ , definida entre  $t = 0$  y  $t = \tau$  puede ser transformada en la suma de un conjunto de funciones sinusoidales:

$$f(t) = \sum_{j=0}^{\infty} [A_j \sin(j\omega t) + B_j \cos(j\omega t)] \quad (2.1)$$

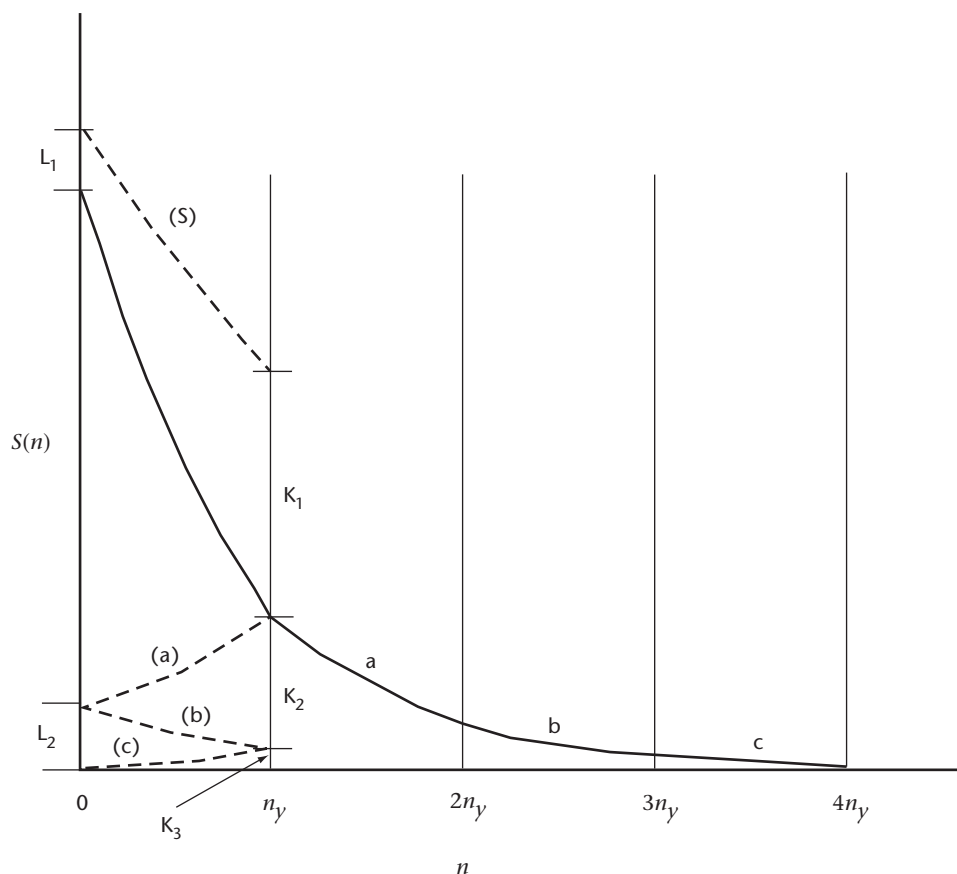
donde  $\omega = 2\pi/\tau$ . El miembro derecho de esta ecuación es una serie de Fourier.  $A_j$  y  $B_j$  son las amplitudes de las contribuciones de los componentes a las frecuencias  $n_j = j\omega$ . Esta es la transformada básica entre el dominio de tiempo y el de frecuencias. Los coeficientes de Fourier  $A_j$  y  $B_j$  están directamente relacionados con la frecuencia  $j\omega$ , y pueden asociarse a las contribuciones espectrales a  $f(t)$  a estas frecuencias. Si se conoce la respuesta de frecuencia de un instrumento, es decir, la manera en que este amplifica o atenúa ciertas frecuencias, y en qué manera dichas frecuencias contribuyen a la señal original, puede calcularse el efecto de la respuesta de frecuencia sobre la señal de salida. La contribución de cada frecuencia se caracteriza mediante dos parámetros. Lo más adecuado es utilizar la amplitud y la fase del componente frecuencia. Así, si se expresa la ecuación 2.1 en la forma alternativa:

$$f(t) = \sum_{j=0}^{\infty} \alpha_j \sin(j\omega t + \phi_j) \quad (2.2)$$

la amplitud y la fase asociadas a cada contribución espectral serán  $\alpha_j$  y  $\phi_j$ . Ambas pueden resultar afectadas durante el muestreo y el procesamiento.

Hasta ahora se ha supuesto que la función  $f(t)$  es conocida de manera continua en todo su recorrido desde  $t = 0$  hasta  $t = \tau$ . En la mayoría de los casos, sin embargo, no suele ser así; la variable meteorológica se mide en puntos discretos con arreglo a una serie temporal, que es una serie de  $N$  muestras tomadas a un mismo intervalo  $\Delta t$  durante un período especificado  $\tau = (N-1) \Delta t$ . Se supone que las muestras se toman instantáneamente, lo que no es estrictamente cierto, ya que todos los dispositivos de medición requieren un cierto tiempo para determinar el valor que miden. En la mayoría de los casos, este tiempo es breve comparado con el espaciamiento de la muestra,  $\Delta t$ . Incluso en los casos en que no sea así, se puede incorporar al análisis el tiempo de respuesta del sistema de medición, aunque este tema no se abordará aquí.

Si se consideran los datos que se obtendrían muestreando una función sinusoidal a intervalos  $\Delta t$ , puede apreciarse que la frecuencia más alta que es posible detectar es  $1/(2\Delta t)$ , y que en la realidad toda senoide de frecuencia más alta que aparezca en la serie temporal estará representada en los datos como si su frecuencia fuera más baja. La frecuencia  $1/(2\Delta t)$  se denomina frecuencia de Nyquist, y se designará en lo sucesivo como  $n_y$ . La frecuencia de Nyquist se denomina también a veces frecuencia de pliegado, en referencia al solapamiento de los datos.



**Figura 2.2.** Ilustración esquemática del solapamiento de un espectro calculado a partir de una serie temporal estacionaria. El espectro solo puede calcularse en la banda de frecuencias comprendida entre cero y la frecuencia de Nyquist,  $n_y$ . Los valores verdaderos de las energías a frecuencias más altas se indican mediante los sectores señalados como a, b y c. Estos valores se "pliegan" hacia atrás en el sector comprendido entre  $n = 0$  y  $n_y$ , como se indica mediante las líneas discontinuas (a), (b) y (c). El espectro calculado, que se muestra en la línea discontinua (S), incluye la suma de estos valores.

El concepto está representado esquemáticamente en la figura 2.2. Lo que sucede es que, cuando se realiza un análisis espectral de una serie temporal, el hecho de que los datos sean discretos hace que la contribución a la estimación, a la frecuencia  $n$ , también contenga contribuciones de frecuencias superiores, concretamente de  $2jn_y \pm n$  ( $j = 1$  a  $\infty$ ). Esta situación se puede visualizar considerando el dominio de frecuencias como si estuviera plegado, en forma de concertina, a  $n = 0$  y  $n = n_y$ , y así sucesivamente en intervalos de  $n_y$ . La estimación espectral para cada frecuencia del recorrido de valores es la suma de todas las contribuciones de las frecuencias más altas que están por encima de ella.

En la sección 2.4.2 se examinarán los efectos del solapamiento en la práctica. En principio, el problema que plantea es grave, y hay que tenerlo en cuenta en el diseño de sistemas de instrumentos. Se puede evitar minimizando o anulando la intensidad de la señal a las frecuencias superiores a  $n_y$ . Esto se puede conseguir de dos maneras. En primer lugar, el sistema puede contener un filtro de paso bajo que atenúe las contribuciones a frecuencias superiores a  $n_y$ , antes de digitalizar la señal. La única desventaja es que la cadencia temporal y la magnitud de los cambios rápidos no se registrarán bien, o no se registrarán en absoluto. El segundo método consiste en hacer  $\Delta t$  suficientemente pequeño, de modo que las contribuciones por encima de la frecuencia de Nyquist sean insignificantes. Ello es posible gracias a que el espectro de la mayoría de las variables meteorológicas decae muy rápidamente a frecuencias muy altas. Sin embargo, este segundo método no siempre será viable: al igual que en el ejemplo de las mediciones de temperatura cada 3 horas, si  $\Delta t$  es del orden de horas, las fluctuaciones en la pequeña escala,

del orden de minutos o segundos, pueden tener valores espectrales relativamente grandes y producir fuertes solapamientos. Cuando este sea el caso, el primer método podría resultar apropiado.

### 2.2.2 Medición de espectros

La densidad espectral, al menos según la estimación obtenida de una serie temporal, se define como sigue:

$$S(n_j) = (A_j^2 + B_j^2) / n_y = \alpha_j^2 / n_y \quad (2.3)$$

Obsérvese que en este caso la fase no aparece.

El espectro de una magnitud fluctuante puede medirse de varias maneras. En ingeniería eléctrica solía determinarse haciendo pasar la señal por filtros de paso de banda y midiendo la potencia de salida. Seguidamente, el valor obtenido se relacionaba con la potencia de la frecuencia central del filtro.

Existen varias maneras de abordar los análisis espectrales numéricos de una serie temporal. La más evidente consiste en aplicar directamente una transformada de Fourier de la serie temporal. En tales casos, como la serie tiene un número finito de términos, habrá solo un número finito de componentes de frecuencia en la transformada. Si la serie contiene  $N$  términos, habrá  $N/2$  frecuencias como resultado del análisis. Un cálculo directo resultaría muy laborioso, por lo que se han desarrollado otros métodos. La primera idea al respecto apareció en Blackman y Tukey (1958), donde se relacionaba la función de autocorrelación con las estimaciones de diversas funciones espectrales. (La función de autocorrelación  $r(t)$  es el coeficiente de correlación calculado entre términos de la serie temporal separados por un intervalo de tiempo  $t$ ). Este método era apropiado para la baja capacidad de computación de las décadas de 1950 y 1960, pero en la actualidad ha quedado relegado por la denominada transformada rápida de Fourier (TRF), que se basa en las propiedades generales de las computadoras digitales para acelerar considerablemente los cálculos. La limitación principal de este método es que la serie deberá contener  $2^k$  términos, donde  $k$  es un valor entero. En general, este problema no es grave, ya que en la mayoría de los casos se dispone de datos suficientes para organizar convenientemente la serie hasta llegar a esa longitud. Alternativamente, algunos programas de computadora de TRF pueden utilizar un número arbitrario de términos y añadir datos sintéticos hasta completar los  $2^k$ .

Puesto que la serie temporal es de duración finita ( $N$  términos), representa solo una muestra de la señal que interesa. Así pues, los coeficientes de Fourier vienen a ser solo una estimación del valor verdadero, es decir, poblacional. Para mejorar la fiabilidad, es habitual promediar cierto número de términos a cada lado de determinada frecuencia, y asignar el promedio al valor de esa frecuencia. Con ello, se reduce el intervalo de confianza de la estimación. Por regla general, se considera que 30 grados de libertad son suficientes a efectos prácticos. Por consiguiente, como cada estimación efectuada durante la transformada de Fourier tiene 2 grados de libertad (asociados a los coeficientes de los términos seno y coseno), lo habitual es promediar unos 15 términos. Obsérvese que 16 es un número mejor si se utiliza una TRF, ya que es igual a  $2^4$  y entonces hay exactamente  $2^{k/2^4}$  ( $= 2^{k-4}$ ) estimaciones espectrales; por ejemplo, si la serie tiene 1 024 términos (esto es,  $k = 10$ ), habrá 512 estimaciones de las  $A$  y de las  $B$ , y 64 ( $= 2^{10-4}$ ) estimaciones suavizadas.

La utilización de estos análisis es, cada vez más, parte integrante de los sistemas meteorológicos, y reviste interés no solo para el análisis de datos. La forma exacta de los espectros con que se trabaja en meteorología puede tener conformaciones muy diversas. Como se puede imaginar, las contribuciones pueden provenir de las frecuencias más bajas, como en el caso del cambio climático, o de periodicidades anuales o estacionales, o de episodios sinópticos con períodos de varios días, o de una periodicidad diurna (por días completos) o semidiurna, y tanto para episodios de mesoescala locales como para turbulencias o variaciones moleculares. Para la mayoría de las aplicaciones meteorológicas, incluido el análisis sinóptico, el interés se cifra en el rango de valores de entre minutos y segundos. A estas frecuencias, lo normal es que el espectro



disminuya muy rápidamente con la frecuencia. Para períodos inferiores a un minuto, el espectro suele presentar valores proporcionales a  $n^{-5/3}$ . De ese modo, la contribución de frecuencias superiores a 1 Hz suele ser relativamente pequeña.

Una de las propiedades importantes del espectro es que:

$$\sum_{j=0}^{\infty} S(n_j) = \sigma^2 \quad (2.4)$$

donde  $\sigma^2$  es la varianza de la magnitud que se mide. A efectos del análisis, muchas veces es conveniente expresar el espectro de forma continua, de modo que la ecuación 2.4 se convierta en:

$$\int_0^{\infty} S(n) dn = \sigma^2 \quad (2.5)$$

De las ecuaciones 2.4 y 2.5 se infiere que los cambios producidos en el espectro, por ejemplo, por el sistema de instrumentos, alterarán el valor de  $\sigma^2$  y, por consiguiente, las propiedades estadísticas de los valores de salida en comparación con los de entrada. Esta consideración puede ser importante en el diseño de instrumentos y en el análisis de datos.

Obsérvese también que el miembro izquierdo de la ecuación 2.5 es el área abarcada por la curva de la figura 2.2. Dicha área, y por consiguiente la varianza, no resulta afectada por solapamiento si la serie temporal es estacionaria, es decir, si su espectro no cambia de vez en cuando.

### 2.2.3 Respuesta del sistema de instrumentos

Los sensores, y los circuitos electrónicos que se pueden utilizar con ellos, incluidos los sistemas de instrumentos, tienen tiempos de respuesta y características de filtrado que afectan a las observaciones.

Ningún sistema de instrumentos meteorológicos, o, para lo que importa en este texto, ningún sistema de instrumentos, va describiendo con exactitud la magnitud que mide. En términos generales, no existe una manera simple de describir la respuesta de un sistema, aunque hay aproximaciones razonables. La más simple puede clasificarse en términos de respuestas de primero y de segundo orden. Esta denominación hace referencia al orden de la ecuación diferencial que se utiliza para aproximar la manera de responder del sistema. Para un examen detallado de los conceptos que siguen hay numerosas referencias en los textos de física y en la bibliografía (véase MacCready y Jex, 1964).

En un sistema de primer orden, como puede ser un sensor simple, o el tipo más simple de circuito de filtro de paso bajo, la velocidad con que cambia el valor registrado por el instrumento es directamente proporcional a la diferencia entre el valor registrado por el instrumento y el valor verdadero de la variable. Así, si el valor verdadero en el instante  $t$  es  $s(t)$  y el valor medido por el sensor es  $s_0(t)$ , el sistema viene descrito por la ecuación diferencial de primer orden:

$$\frac{ds_0(t)}{dt} = \frac{s(t) - s_0(t)}{T_I} \quad (2.6)$$

donde  $T_I$  es una constante con dimensión de tiempo, característica del sistema. En un sistema de primer orden, la respuesta a una función escalonada es proporcional a  $\exp(-t/T_I)$  y  $T_I$  es observable como el tiempo que tarda el sistema, después de un incremento, en alcanzar el 63% de la lectura estacionaria final. La ecuación 2.6 es válida para muchos tipos de sensores, entre ellos los termómetros.

Un anemómetro de cazoletas es un instrumento de primer orden, con la propiedad especial de que  $T_I$  no es constante. Varía con la velocidad del viento y, de hecho, el parámetro  $s_0 T_I$  se denomina constante de distancia, ya que es prácticamente constante. Como puede verse en este caso, la ecuación 2.6 no es ya una simple ecuación de primer orden, dado que ahora es no lineal y su solución plantea, por consiguiente, problemas importantes. Un problema añadido radica

en que  $T_i$  depende también de si las cazoletas están acelerando o ralentizando; es decir, de si el miembro de la derecha es positivo o negativo. Esto ocurre porque el coeficiente de arrastre de una cazoleta es menor cuando el flujo de aire es frontal que cuando incide en su cara posterior.

Una veleta se aproxima a un sistema de segundo orden, ya que la aceleración de la veleta en la dirección del viento verdadero es proporcional al desplazamiento de aquella respecto de la dirección verdadera. Esta es claramente la descripción clásica de un oscilador (por ejemplo, de un péndulo). Las veletas, tanto por razones naturales como por diseño, experimentan amortiguamiento. Este efecto se debe a una fuerza resistente proporcional y de signo contrario a la velocidad de cambio. Así pues, la ecuación diferencial que describe la acción de la veleta es la siguiente:

$$\frac{d^2\phi_0(t)}{dt^2} = k_1[\phi_0(t) - \phi(t)] - k_2 \frac{d\phi_0(t)}{dt} \tag{2.7}$$

donde  $\Phi$  es la dirección del viento verdadero;  $\phi_0$  es la dirección de la veleta; y  $k_1$  y  $k_2$  son constantes. La solución a esta ecuación es una oscilación amortiguada a la frecuencia natural de la veleta (determinada por la constante  $k_1$ ). Desde luego, la amortiguación es muy importante y está controlada por la constante  $k_2$ . Si es demasiado pequeña, la veleta simplemente oscilará a la frecuencia natural, mientras que, si es demasiado grande, no responderá a los cambios de la velocidad del viento.

Resulta instructivo examinar cómo responden estos dos sistemas a un incremento de sus valores de entrada, ya que esta situación ejemplifica la manera en que los instrumentos responden en la realidad. Las ecuaciones 2.6 y 2.7 pueden resolverse analíticamente para esos valores de entrada. Las respuestas aparecen representadas en las figuras 2.3 y 2.4. Obsérvese que el sistema en ningún caso mide el valor real del elemento. Además, los valores escogidos para las constantes  $k_1$  y  $k_2$  pueden tener un efecto importante sobre los valores de salida.

Una propiedad importante de un sistema de instrumentos es su función de respuesta en frecuencia o función de transferencia  $H(n)$ . Esta función indica qué cantidad de espectro es transmitida por el sistema. Puede definirse como:

$$S(n)_{\text{sal}} = H(n)S(n)_{\text{ent}} \tag{2.8}$$

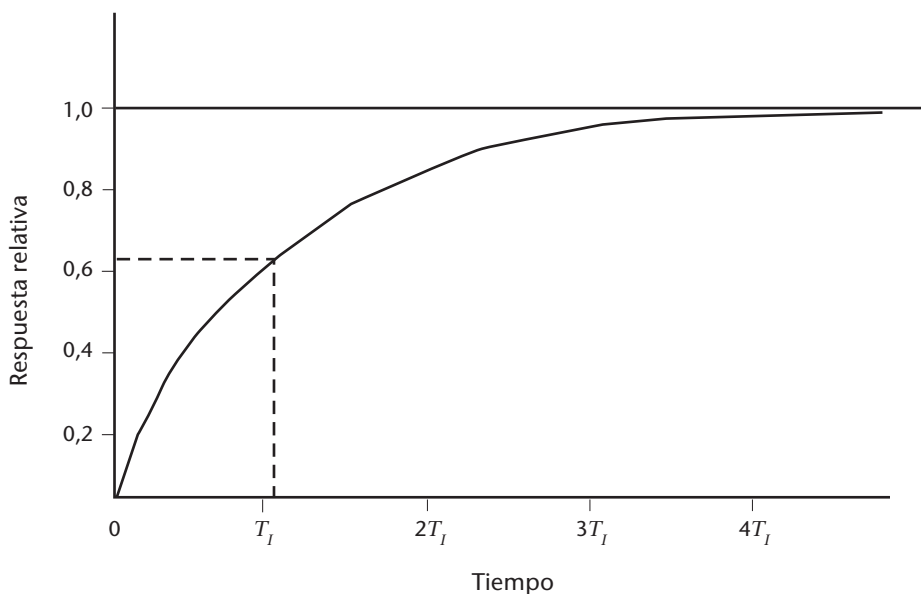
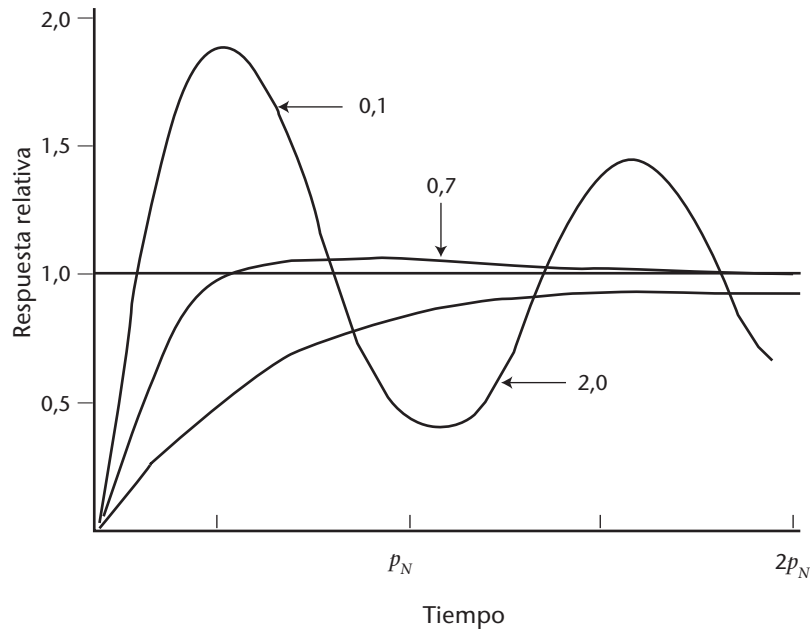


Figura 2.3. Respuesta de un sistema de primer orden ante una función escalonada. En el instante  $T_i$  el sistema ha alcanzado el 63% de su valor final.



**Figura 2.4.** Respuesta de un sistema de segundo orden ante una función escalonada.  $p_N$  es el período natural, relacionado con  $k_1$  en la ecuación 2.7, que, para una veleta, depende de la velocidad del viento. Las curvas que se muestran son los factores de amortiguamiento con valores de 0,1 (amortiguamiento muy ligero), 0,7 (amortiguamiento crítico, óptimo para la mayoría de los casos) y 2,0 (amortiguamiento fuerte). El factor de amortiguamiento está relacionado con  $k_2$  en la ecuación 2.7.

donde los subíndices hacen referencia a los espectros de entrada (*ent*) y de salida (*sal*). Obsérvese que, en virtud de la relación contenida en la ecuación 2.5, la varianza de la salida depende de  $H(n)$ .  $H(n)$  define el efecto del sensor como filtro, tal como se examina en la sección siguiente. En la sección 2.3 se exponen diversas formas para calcular o medir este valor.

#### 2.2.4 Filtros

En esta sección se examinarán las propiedades de los filtros, describiendo mediante ejemplos en qué manera pueden afectar estos a los datos.

El filtrado consiste en el procesamiento de una serie temporal (ya sea continua o discreta, es decir, muestreada) de tal modo que el valor asignado en un instante dado esté ponderado por los valores manifestados en otros instantes. En la mayoría de los casos, esos instantes serán inmediatos al instante dado. Así, por ejemplo, en una serie temporal discreta de  $N$  muestras numeradas de 0 a  $N$ , con valores  $y_i$ , el valor de la observación filtrada  $\bar{y}_i$  podría definirse como sigue:

$$\bar{y}_i = \sum_{j=-m}^m w_j y_{i+j} \quad (2.9)$$

Aparecen aquí  $2m + 1$  términos en el filtro, numerados mediante la variable ficticia  $j$  desde  $-m$  hasta  $+m$ , mientras que  $\bar{y}_i$  está centrado en  $j = 0$ . Algunos datos son rechazados al comienzo y al término del tiempo de muestreo.  $w_j$  suele denominarse función de ponderación, y normalmente verifica:

$$\sum_{j=-m}^m w_j = 1 \quad (2.10)$$

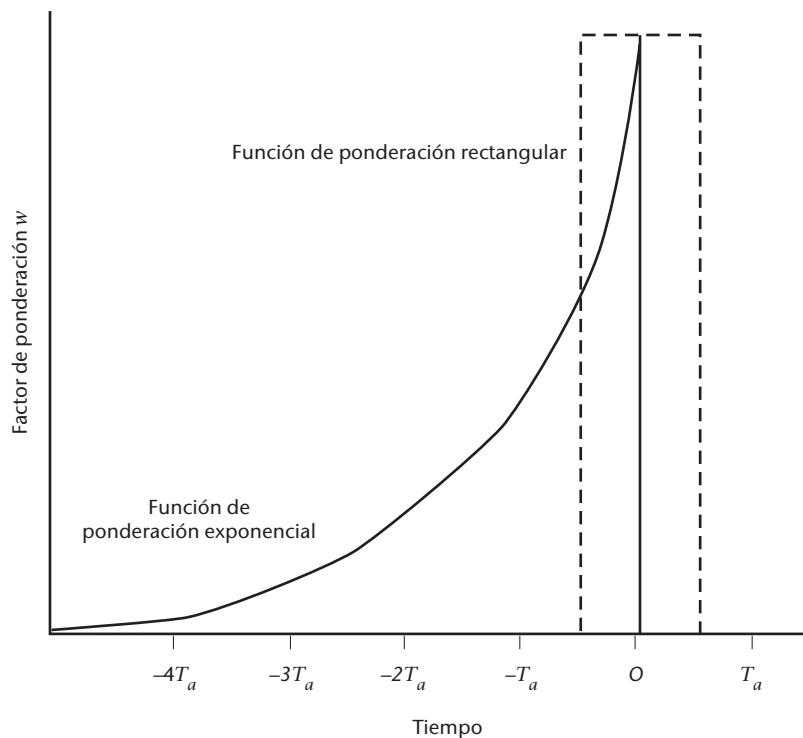
de manera que al menos el promedio de la serie filtrada tendrá el mismo valor que el de la original.

El ejemplo anterior está basado en un filtrado digital. Pueden obtenerse efectos semejantes mediante electrónica (por ejemplo, mediante un circuito con una resistencia y un condensador) o basándose en las características del sensor (por ejemplo, como en el caso del anemómetro, anteriormente examinado). Tanto si es digital como analógico, un filtro está caracterizado por  $H(n)$ . Si es digital,  $H(n)$  puede calcularse. Si es analógico, puede obtenerse empleando los métodos descritos en la sección 2.3.

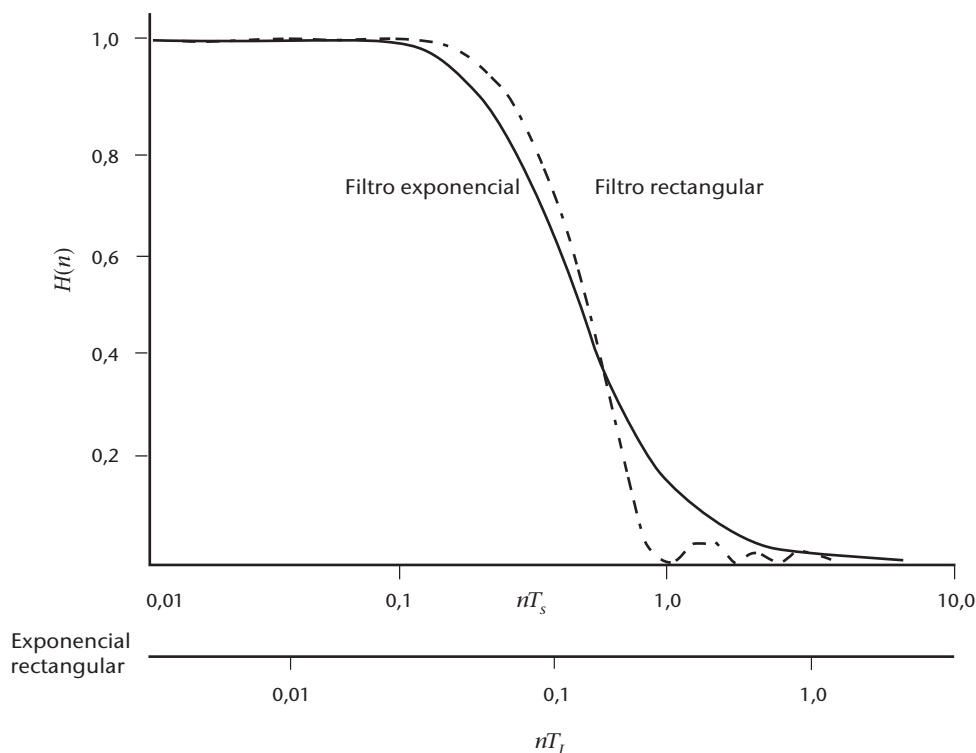
Compárese, por ejemplo, un sistema de primer orden con un tiempo de respuesta  $T_r$ , y un filtro rectangular, de longitud  $T_s$ , aplicado a una serie temporal discreta obtenida de un sensor con una respuesta mucho más rápida. Las formas de estos dos filtros se muestran en la figura 2.5. En el primero, es como si el instrumento tuviera una memoria de máxima intensidad en el instante actual, que disminuye exponencialmente hacia el pasado hasta donde llegan los datos. En el filtro rectangular, todas las ponderaciones son de igual magnitud para el período  $T_s$ , e iguales a cero después de este. Las funciones de respuesta en frecuencia,  $H(n)$ , para estos dos sistemas están representadas en la figura 2.6.

En la figura se han representado a escala las frecuencias para poner de manifiesto la semejanza entre ambas funciones de respuesta. Se ve en ella que un instrumento con un tiempo de respuesta de 1 segundo produce aproximadamente el mismo efecto en la señal de entrada que un filtro rectangular aplicado durante 4 segundos. Sin embargo, cabe señalar que este tipo de filtros, que se calculan numéricamente, no se comportan de manera simple. No eliminan todas las frecuencias más altas superiores a la de Nyquist, y solo pueden utilizarse válidamente si el espectro decae rápidamente por encima de  $n_y$ . Obsérvese que el filtro rectangular representado en la figura 2.6 es una solución analítica para  $w$  como función continua; si el número de muestras del filtro es pequeño, el corte es menos abrupto y los picos indeseados de frecuencia más alta son mayores.

En Acheson (1968) se incluyen consejos prácticos sobre los filtrados rectangular y exponencial y una comparación de sus efectos.



**Figura 2.5. Factores de ponderación para una función de ponderación de primer orden (exponencial) y para una función de ponderación rectangular. Para el tramo rectangular  $T_a$  es  $T_s$ , el tiempo de muestreo, y  $w = 1/N$ . Para la función de primer orden  $T_a$  es  $T_r$ , es decir, la constante de tiempo del filtro, y  $w(t) = (1/T_r) \exp(-t/T_r)$ .**



**Figura 2.6. Funciones de respuesta en frecuencia para una función de ponderación de primer orden (exponencial) y para una función de ponderación rectangular. La frecuencia está normalizada para el filtro de primer orden mediante la constante de tiempo  $T_r$ , y para el filtro rectangular mediante el tiempo de muestreo  $T_s$ .**

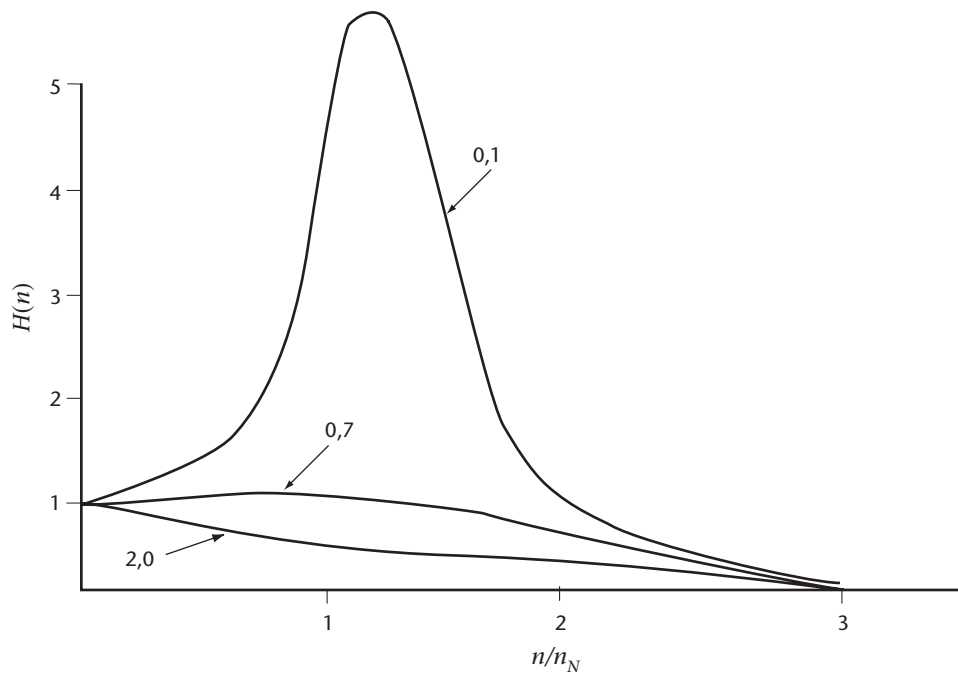
En la figura 2.7 se representa una función de respuesta de un sistema de segundo orden, en este caso para una veleta, y en ella puede apreciarse cómo el amortiguamiento actúa como filtro de paso de banda.

Se pone de manifiesto que el procesamiento de señales por los sistemas puede influir considerablemente en los datos de salida, por lo que debe realizarse con pericia.

Uno de los efectos de los filtros es la manera en que estos pueden cambiar la información estadística de los datos. El tema ha sido abordado antes, y aparece ilustrado en las ecuaciones 2.5 y 2.8. En la ecuación 2.5 puede verse que, integrando el espectro a lo largo de todas las frecuencias se obtiene la varianza de la serie temporal. La ecuación 2.8 muestra en qué manera el filtrado, por efecto de la función de transferencia, cambiará el espectro medido. Obsérvese que la varianza no siempre disminuye con el filtrado. Por ejemplo, para sistemas de segundo orden, en ciertos casos, la función de transferencia amplificará partes del espectro e incrementará posiblemente la varianza, como se muestra en la figura 2.7.

Para exponer otro ejemplo: si la distribución es gaussiana, la varianza será un parámetro útil. Si el filtrado la hiciera menor, el usuario de los datos subestimaría la desviación respecto de la media de los casos que ocurrieran con probabilidades o períodos de retomo dados.

También el diseño del filtro digital puede producir efectos indeseados o inesperados. Si se observa la figura 2.6, puede verse que la función de respuesta para el filtro rectangular muestra una serie de máximos a frecuencias superiores al valor en que se anula por primera vez. En consecuencia, los datos filtrados presentarán una pequeña periodicidad a esas frecuencias. En este caso, el efecto será mínimo cuando los máximos sean pequeños. Sin embargo, en algunos diseños de filtros pueden introducirse máximos bastante grandes. Por regla general, cuanto menor sea el número de ponderaciones, mayor será el problema. En algunos casos se han alegado periodicidades en los datos que se debían únicamente al filtrado de los mismos.



**Figura 2.7.** Funciones de respuesta en frecuencia para un sistema de segundo orden, como puede ser una veleta. La frecuencia está normalizada mediante la frecuencia natural  $n_N$ , que depende de la velocidad del viento. Las curvas que se muestran son los factores de amortiguamiento con valores de 0,1 (amortiguamiento muy ligero), 0,7 (amortiguamiento crítico, óptimo para la mayoría de los casos) y 2,0 (amortiguamiento fuerte).

Un tema relacionado con el concepto de filtro es el de la longitud de la muestra. Para explicarlo mediante un ejemplo, obsérvese que si la longitud del registro tiene una duración  $T$  no podrá haber ninguna contribución a la variabilidad de los datos a frecuencias inferiores a  $1/T$ . Puede demostrarse que la longitud finita de un registro produce el efecto de un filtro de paso alto. Como en el caso de los filtros de paso bajo examinados anteriormente, un filtro de paso alto afectará también a las estadísticas de los datos de salida.

## 2.3 DETERMINACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS SISTEMAS

A fin de determinar la frecuencia de muestreo adecuada para la serie temporal producida por un sensor o un circuito electrónico, o por un sistema del que formen parte, será preciso antes conocer las características de filtrado del sistema. El procedimiento consiste en medir la función de transferencia o de respuesta  $H(n)$  en la ecuación 2.8.

La función de transferencia puede obtenerse por lo menos de tres maneras: por medición directa, cálculo y estimación.

### 2.3.1 Determinación de la respuesta mediante medición directa

La respuesta puede medirse directamente de dos maneras, como mínimo. Una de ellas consiste en aplicar un cambio conocido, por ejemplo una función escalonada, al sensor o al filtro, y medir su tiempo de respuesta; a partir de ahí, se puede calcular  $H(n)$ . Otra consiste en comparar la salida del sensor con la de otro sensor mucho más rápido. El primero de estos métodos se utiliza más habitualmente que el segundo.

Un ejemplo sencillo de determinación de la respuesta de un sensor a una señal de entrada conocida es la medición de la constante de distancia de un anemómetro de cazoletas o de hélice. En este ejemplo, la señal de entrada conocida es una función escalonada. Se sitúa

el anemómetro en una corriente de aire de velocidad constante, impidiendo su rotación, y seguidamente se libera y se registran sus valores de salida. El tiempo que tardan estos valores en aumentar desde 0 hasta el 63% de la velocidad final o de equilibrio en la corriente de aire será la "constante" de tiempo (véase la sección 2.2.3).

Si se dispone de otro sensor que responda mucho más rápidamente que aquel cuya respuesta se quiere determinar, resultará posible medir y comparar unas buenas aproximaciones, tanto de los valores de entrada como de los de salida. El dispositivo que probablemente más se presta para realizar la comparación es un moderno analizador digital de espectro de dos canales. La señal que sale del sensor de respuesta rápida entra a uno de los canales, y la señal saliente del sensor que se somete a prueba entra al otro canal; la función de transferencia se visualiza automáticamente. La función de transferencia describe directamente el sensor como filtro. Si el dispositivo cuya respuesta se va a determinar es un circuito electrónico, será mucho más fácil generar una señal de entrada conocida, o incluso verdaderamente aleatoria, que encontrar un sensor mucho más rápido. También en este caso lo más conveniente es, probablemente, emplear un analizador digital de espectro de dos canales, aunque se pueden utilizar otros instrumentos electrónicos de prueba.

### 2.3.2 **Determinación de la respuesta mediante cálculo**

Este método es el descrito en la sección 2.2.3. Si se conoce suficientemente la física de un sensor/filtro, se puede determinar la respuesta a muy diversas señales de entrada mediante una solución numérica o analítica. Tanto la respuesta a determinadas señales entrantes (por ejemplo, una función escalonada) como la función de transferencia son calculables. Si el sensor o circuito es lineal (es decir, está descrito por una ecuación diferencial lineal), la función de transferencia proporciona una descripción completa, ya que describe las respuestas en amplitud y en fase como una función de la frecuencia, en otras palabras, como si fuera un filtro. No siempre es conveniente considerar la respuesta como una función de la frecuencia, pero la función de transferencia tiene una transformada de Fourier equivalente, la función de respuesta de impulsos, que hace más fácil la interpretación de la respuesta como función del tiempo. Lo anterior se ilustra en las figuras 2.3 y 2.4, que representan la respuesta como una función del tiempo.

Si pueden obtenerse, las soluciones analíticas son preferibles, dado que muestran claramente la dependencia respecto de los distintos parámetros.

### 2.3.3 **Determinación de la respuesta mediante estimación**

Si se conocen las funciones de transferencia de un transductor y de cada circuito siguiente, su producto es la función de transferencia del sistema en su conjunto. Si, como suele ocurrir, las funciones de transferencia son filtros de paso bajo, la función de transferencia total será un filtro de paso bajo con una frecuencia de corte menor que la de los filtros por separado.

Si una de las frecuencias de corte es mucho menor que cualquiera de las otras, la frecuencia de corte colectiva es solo ligeramente menor.

Dado que la frecuencia de corte de un filtro de paso bajo es aproximadamente la inversa de su constante de tiempo, se deduce que, si una de las constantes de tiempo es mucho mayor que cualquiera de las otras, la constante de tiempo del conjunto es solo ligeramente mayor.

## 2.4 **MUESTREO**

### 2.4.1 **Técnicas de muestreo**

En la figura 2.8 se ilustra esquemáticamente un sensor y un circuito de muestreo típicos. Cuando se expone a la atmósfera, alguna de las propiedades del transductor cambia en función de



alguna variable atmosférica, por ejemplo, la temperatura, la presión, la velocidad o la dirección del viento, o la humedad, y convierte esa variable en una señal útil, por lo general eléctrica. Los circuitos de acondicionamiento de señal realizan habitualmente funciones tales como convertir la salida del transductor en tensión eléctrica, amplificarla, linealizarla, compensarla o suavizarla. El filtro de paso bajo, por último, prepara la señal de salida del sensor para introducirla en el dispositivo de muestreo y almacenamiento. El circuito de muestreo y almacenamiento y el convertidor de analógico a digital producen las muestras a partir de las cuales se computa la observación en el procesador.

Conviene señalar que el suavizado realizado en la etapa de acondicionamiento de la señal por razones de ingeniería, para eliminar los picos y estabilizar la electrónica, se realiza mediante un filtro de paso bajo que reduce el tiempo de respuesta del sensor y elimina frecuencias altas que pudieran ser de interés. Su efecto debería ser comprendido claramente por el diseñador y por el usuario, y su frecuencia de corte tendría que ser tan alta como fuera posible.

Los denominados “sensores inteligentes”, dotados de microprocesadores, pueden incorporar todas las funciones indicadas. Los circuitos de acondicionamiento de señal podrían no existir en todos los sensores, o podrían estar combinados con otros circuitos. En otros casos, por ejemplo, el anemómetro de cazoletas giratorias o de hélice, sería fácil hablar solo de un sensor, ya que es complicado distinguir un transductor. En los pocos casos en que la salida de un transductor o de un sensor es una señal cuya frecuencia varía con la variable atmosférica que se mide, el circuito de muestreo y almacenamiento y el convertidor de analógico a digital pueden sustituirse por un contador. No obstante, estos detalles no son importantes. El elemento importante del diseño consiste en asegurarse de que la secuencia de muestreo representa adecuadamente los cambios apreciables de la variable atmosférica que se está midiendo.

La primera condición que deben cumplir los dispositivos que se muestran en la figura 2.8 es que el sensor responda con rapidez suficiente para seguir las fluctuaciones atmosféricas que



**Figura 2.8. Sistema de instrumentos**

se describirán en la observación. Si la observación va a ser un promedio a lo largo de 1, 2 o 10 minutos, este requisito no es muy exigente. Por otra parte, si lo que se va a observar es algún fenómeno de turbulencia, por ejemplo el pico de una ráfaga de viento, el sensor deberá escogerse cuidadosamente.

La segunda condición que deben cumplir los dispositivos que se muestran en la figura 2.8 es que el circuito de muestreo y almacenamiento y el convertidor de analógico a digital proporcionen muestras suficientes para realizar una buena observación. La exactitud que se requiere de las observaciones meteorológicas suele poner a prueba al sensor, no a la tecnología electrónica de muestreo. Sin embargo, el sensor deberá corresponder al muestreo, para evitar solapamiento. Si, por razones técnicas, se limita la frecuencia de muestreo, el sistema sensor/filtro deberá estar diseñado de modo que elimine las frecuencias que no se pueden representar.

Si el sensor tiene una función de respuesta adecuada, el filtro de paso bajo podrá omitirse, o incorporarse por seguridad o para mejorar la calidad de la señal de entrada al circuito de muestreo y almacenamiento. Por ejemplo, puede incluirse un filtro de este tipo para eliminar la captación de ruido en el extremo de un cable largo, o para suavizar aún más la señal de salida del sensor. Desde luego, este circuito deberá responder también con rapidez suficiente para seguir las fluctuaciones atmosféricas que interesen.

#### 2.4.2 Frecuencias de muestreo

Para la mayoría de las aplicaciones meteorológicas y climatológicas se requiere efectuar observaciones a intervalos de entre 30 minutos y 24 horas, y cada observación se efectúa con un tiempo de muestreo del orden de 1 a 10 minutos. En el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E) de la presente Guía se reproduce una lista reciente de requisitos con ese fin.

Una práctica habitual en las observaciones de rutina consiste en tomar una lectura puntual del sensor (por ejemplo, un termómetro), y contar con su constante de tiempo para proporcionar un tiempo de muestreo aproximadamente correcto. Ello equivale a utilizar un filtro exponencial (figura 2.6). Las estaciones meteorológicas automáticas suelen utilizar sensores más rápidos, y resulta necesario efectuar y procesar varias lecturas puntuales para obtener un promedio (filtro rectangular) u otra media adecuadamente ponderada.

Un esquema práctico recomendado para las frecuencias de muestreo es el siguiente<sup>1</sup>:

- a) Las muestras tomadas para calcular promedios deberían obtenerse a intervalos de tiempo regulares que:
  - i) no excedan la constante de tiempo del sensor; o bien,
  - ii) no excedan la constante de tiempo de un filtro de paso bajo analógico que siga la señal de salida linealizada de un sensor de respuesta rápida; o bien,
  - iii) su número sea suficiente para asegurar que la incertidumbre del promedio de las muestras se reduce a un nivel aceptable, por ejemplo, menor que la exactitud que se requiera del promedio.
- b) Las muestras que se utilicen para estimar valores extremos de las fluctuaciones, por ejemplo de ráfagas de viento, deberían tomarse a frecuencias al menos cuatro veces mayores que las especificadas en los subapartados i) o ii) anteriores.

Para obtener promedios, suelen proponerse y practicarse frecuencias de muestreo algo más rápidas que i) y ii), iguales, por ejemplo, al doble por constante de tiempo.

<sup>1</sup> Recomendación 3 (CIMO-X), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su décima reunión (1989).

Los criterios i) y ii) se obtienen de un examen de la frecuencia de Nyquist. Si el espaciamiento entre muestras es  $\Delta t \leq T_I$ , entonces la frecuencia de muestreo será  $n \geq 1/T_I$  y  $nT_I \geq 1$ . En la curva exponencial de la figura 2.6 puede verse que, en tales casos, se eliminan las frecuencias más altas y se evita el solapamiento. Si  $\Delta t = T_I$ ,  $n_y = 1/2T_I$ , se producirá solapamiento en los datos solamente a la energía espectral en frecuencias de  $nT_I = 2$  o más altas, es decir, donde las fluctuaciones tengan períodos inferiores a  $0,5T_I$ .

Los criterios i) y ii) se utilizan para el muestreo automático. El criterio estadístico de iii) es más aplicable a las frecuencias de muestreo, mucho menores, de las observaciones manuales. La incertidumbre de la media es inversamente proporcional a la raíz cuadrada del número de observaciones, y su valor puede determinarse a partir de las estadísticas de la magnitud.

El criterio b) pone de relieve la necesidad de frecuencias de muestreo más altas, o, más precisamente, de constantes de tiempo pequeñas, para medir ráfagas. Las ráfagas registradas son suavizadas por la respuesta del instrumento, y el máximo registrado se promediará a lo largo de un múltiplo de la constante de tiempo.

El efecto de solapamiento sobre las estimaciones de la media puede apreciarse fácilmente considerando lo que sucede cuando la frecuencia de la onda que se mide es la misma que la frecuencia de muestreo, o un múltiplo de ella. La media obtenida dependerá de la cadencia del muestreo. Una muestra diaria tomada a una hora fija del día no proporcionará una buena estimación de la temperatura mensual media.

El solapamiento puede ilustrarse de manera algo más compleja como sigue: considérese una serie temporal de observaciones de temperatura cada 3 horas mediante un termómetro ordinario. Si la temperatura varía suavemente con el tiempo, como suele ocurrir, el promedio diario calculado a partir de ocho muestras tendrá una estabilidad aceptable. Ahora bien, si se ha producido un fenómeno mesoescalar (una tormenta) que haya reducido la temperatura en bastantes grados en 30 minutos, el promedio calculado será incorrecto. La fiabilidad de los promedios diarios depende de la debilidad que suele presentar el espectro en las frecuencias de mesoescala y superiores. No obstante, la aparición de un fenómeno de frecuencia más alta (la tormenta) introducirá solapamiento en los datos, afectando así al cálculo del valor medio, de la desviación típica y de otras medidas de la dispersión, y también al espectro.

El tema de la frecuencia de muestreo puede abordarse también en términos de la figura 2.8. El argumento de la sección 2.2.1 era que, para medir el espectro, la frecuencia de muestreo, que determina la frecuencia de Nyquist, debería escogerse de tal modo que el espectro de las fluctuaciones por encima de dicha frecuencia sea demasiado débil para afectar al espectro calculado. Esto se consigue si la frecuencia de muestreo determinada por el reloj en la figura 2.8 es al menos el doble de la máxima frecuencia de amplitud significativa en la señal de entrada al circuito de muestreo y almacenamiento.

La expresión “máxima frecuencia de amplitud significativa” es imprecisa, pero resulta difícil encontrar una definición rigurosa, ya que las señales nunca están realmente limitadas en términos de anchura de banda. Sin embargo, no es difícil asegurarse de que la amplitud de las fluctuaciones de señal disminuye rápidamente con el aumento de la frecuencia, y de que la amplitud cuadrática media de las fluctuaciones por encima de determinada frecuencia es, o bien pequeña en comparación con el ruido de cuantificación del convertidor de analógico a digital, o pequeña en comparación con un error o nivel de ruido aceptable en las muestras, o bien su contribución al error o al ruido total de la observación es insignificante.

En la sección 2.3 se examinan las características de los sensores y circuitos que se pueden elegir o ajustar para que la amplitud de las fluctuaciones de señal disminuya rápidamente al aumentar la frecuencia. La mayoría de los transductores, debido a su incapacidad para responder a fluctuaciones atmosféricas rápidas (de alta frecuencia) y de su capacidad para replicar fielmente los cambios lentos (frecuencia baja), son también filtros de paso bajo. Por definición, los filtros de paso bajo limitan la anchura de banda y, en virtud del teorema de Nyquist, limitan también la frecuencia de muestreo necesaria para reproducir con exactitud la señal de salida del filtro. Así, por ejemplo, si en la atmósfera se producen variaciones reales con períodos no inferiores a 100 milisegundos, la frecuencia de muestreo de Nyquist será de 1 por cada 50 milisegundos,

lo cual plantea exigencias técnicas considerables. Sin embargo, si se examinan mediante un sensor y un filtro que respondan mucho más lentamente, por ejemplo, con una constante de tiempo de 10 segundos, la frecuencia de muestreo de Nyquist será de 1 muestra por cada 5 segundos, que resulta mucho más sencillo y menos costoso, y es preferible si no se requieren mediciones de las frecuencias altas.

### 2.4.3 Frecuencia de muestreo y control de la calidad

Para ser eficaces, muchas de las técnicas de control de la calidad de los datos que se utilizan en las estaciones meteorológicas automáticas dependen de la coherencia, o persistencia, de los datos a lo largo del tiempo. Como ejemplo extremadamente simple, considérense dos algoritmos hipotéticos de control de la calidad para las mediciones de presión en estaciones meteorológicas automáticas. Las muestras se toman cada 10 segundos, calculándose un nuevo promedio de 1 minuto, cada minuto. Se supone que la presión atmosférica muy raramente, o nunca, cambia a una razón que exceda 1 hPa por minuto.

El primer algoritmo rechaza el promedio si este difiere del precedente en más de 1 hPa. Con este método no se puede sacar el máximo partido de los datos disponibles, ya que permite que una muestra con un error de hasta 6 hPa pase sin ser detectada e introduzca un error de 1 hPa en una observación.

El segundo algoritmo rechaza una muestra si esta difiere de la precedente en más de 1 hPa. En este caso, ningún promedio contendrá errores superiores a 0,16 (1/6) hPa. De hecho, si es correcto el supuesto de que la presión atmosférica solo raramente cambia en más de 1 hPa por minuto, sería posible ajustar el criterio de aceptación/rechazo para las muestras adyacentes hasta los 0,16 hPa y reducir aún más el error del promedio.

Lo que se pretendía evidenciar es que, para ser eficaces, los procedimientos de control de la calidad de los datos que dependen de la coherencia en el tiempo (correlación) encuentran su mejor aplicación en los datos de resolución temporal elevada (frecuencia de muestreo). En el extremo de altas frecuencias del espectro de salida del sensor/filtro, la correlación entre muestras adyacentes aumenta con la frecuencia de muestreo hasta alcanzar la frecuencia de Nyquist, después de lo cual la correlación no sigue aumentando.

Hasta aquí, nada de lo que se ha dicho podría oponerse a la utilización de un sensor/filtro con una constante de tiempo tan larga como el período de promedio requerido para la observación, ni a la toma de una sola muestra para utilizarla como observación. Aunque esto no conllevaría grandes exigencias respecto del subsistema digital, hay aún otra consideración que se ha de tener en cuenta para llevar a cabo un control eficaz de la calidad de los datos. Las observaciones pueden agruparse en tres categorías:

- a) exactas (observaciones con errores inferiores o iguales a un valor especificado);
- b) inexactas (observaciones con errores superiores a un valor especificado);
- c) perdidas.

Existen dos razones para el control de la calidad de los datos: minimizar el número de observaciones inexactas, y el de observaciones perdidas. Estas dos condiciones se cumplen si cada observación se calcula a partir de un número razonablemente grande de muestras sometidas a control de la calidad de los datos. De este modo, las muestras con grandes errores espurios pueden ser aisladas y excluidas, y el cálculo puede proseguir, sin resultar contaminado por esas muestras.

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Acheson, D. T., 1968: "An approximation to arithmetic averaging for meteorological variables", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 7, págs. 548 a 553.
- Bendat, J. S. y A. G. Piersol, 1986: *Random Data: Analysis and Measurement Procedures*. Segunda edición, John Wiley and Sons, Nueva York.
- Blackman, R. B. y J. W. Tukey, 1958: *The Measurement of Power Spectra*. Dover Publications, Nueva York.
- Jenkins, G. M. y D. G. Watts, 1968: *Spectral Analysis and its Applications*. Holden-Day, San Francisco.
- Kulhánek, O., 1976: *Introduction to Digital Filtering in Geophysics*. Elsevier, Ámsterdam.
- MacCready, P. B. y H. R. Jex, 1964: "Response characteristics and meteorological utilization of propeller and vane wind sensors", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 3, núm. 2, págs. 182 a 193.
- Otnes, R. K. y L. Enochson, 1978: *Applied Time Series Analysis. Volume 1: Basic techniques*. John Wiley and Sons, Nueva York.
- Pasquill, F. y F. B. Smith, 1983: *Atmospheric Diffusion*. Ellis Horwood, Chichester.
- Stearns, S. D. y D. R. Hush, 1990: *Digital Signal Analysis*. Prentice Hall, Nueva Jersey.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 3. REDUCCIÓN DE DATOS .....	1231
3.1 Generalidades .....	1231
3.1.1 Definiciones .....	1231
3.1.2 Requisitos meteorológicos .....	1231
3.1.3 El proceso de reducción de datos .....	1231
3.2 Muestreo .....	1233
3.3 Aplicación de funciones de calibración .....	1234
3.4 Linealización .....	1234
3.5 Promediado .....	1235
3.6 Variables y estadísticas derivadas .....	1236
3.7 Correcciones .....	1236
3.8 Gestión de la calidad .....	1236
3.9 Compilación de metadatos .....	1237
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	1238

## **CAPÍTULO 3. REDUCCIÓN DE DATOS**

### **3.1 GENERALIDADES**

En el presente capítulo se examinan desde un punto de vista general los procedimientos para procesar los datos obtenidos directamente de los instrumentos y/o convertirlos en datos adecuados para los usuarios meteorológicos, y en particular para su intercambio entre países. La Organización Meteorológica Mundial (OMM) ha prescrito formalmente un conjunto de reglas para la reducción de datos que se intercambian a nivel internacional, que figuran en OMM (2010c). En el capítulo 1 de la parte I se ofrecen algunos consejos y definiciones pertinentes.

#### **3.1.1 Definiciones**

Al abordar el tema de los instrumentos utilizados para medir variables atmosféricas, ha resultado útil clasificar los datos observacionales en distintos niveles. Esa clasificación se introdujo para el sistema de procesamiento de datos del Programa de Investigación de la Atmósfera Global (GARP), y aparece definida en OMM (2010b y 2010c).

Los datos de nivel I son, por lo general, lecturas de instrumentos expresadas en unidades físicas apropiadas, y acompañadas de sus coordenadas geográficas. Es necesario convertirlos en variables meteorológicas normales (indicadas en el capítulo 1 de la parte I). Estos datos se obtienen, en muchos casos, del procesamiento de señales eléctricas, por ejemplo en forma de voltaje, y se los denomina también datos brutos. Pertenecen a este grupo las radiancias de los satélites y la presión de vapor de agua.

Los datos reconocidos como variables meteorológicas son datos de nivel II. Pueden obtenerse directamente de los instrumentos (tal es el caso para muchos tipos de instrumentos simples), o derivarse de datos de nivel I. Por ejemplo, un sensor no puede medir la visibilidad, que es una magnitud de nivel II; en lugar de ello, los sensores miden el coeficiente de extinción, que es una magnitud de nivel I.

Los datos de nivel III son datos agrupados en conjuntos con algún tipo de coherencia interna, generalmente en forma de retícula de puntos. No se examinarán en la presente Guía.

Los datos que se intercambian a nivel internacional son datos de nivel II o de nivel III.

#### **3.1.2 Requisitos meteorológicos**

Las estaciones de observación producen habitualmente en todo el mundo observaciones frecuentes en formato normalizado para el intercambio de información de alta calidad obtenida mediante técnicas de observación uniformes. Sin embargo, existe una gran diversidad en cuanto a los sensores que se utilizan en todo el mundo, o incluso dentro de un mismo país. Para superar este obstáculo se han invertido recursos muy cuantiosos a lo largo de muchos años, con objeto de normalizar el contenido, la calidad y el formato. A medida que se generaliza la observación automatizada de la atmósfera, se hace más importante todavía mantener esta uniformidad, y desarrollar normas adicionales para la conversión de datos brutos en datos de nivel I, y de datos brutos y de nivel I en datos de nivel II.

#### **3.1.3 El proceso de reducción de datos**

Los transductores se utilizan para percibir una variable atmosférica y convertirla en términos cuantitativos en una señal útil. Este tipo de aparatos, sin embargo, puede experimentar respuestas secundarias al medio ambiente (por ejemplo, en forma de calibraciones dependientes de la temperatura), y sus señales de salida están sujetas a distintos tipos de error (por ejemplo,



la deriva de los resultados, o el ruido). Tras realizar un muestreo apropiado mediante un sistema de adquisición de datos, habrá que convertir a escala y linealizar la señal de salida con arreglo a la calibración del sistema total, y seguidamente filtrarla o promediarla. Al llegar a este punto, o antes, la señal viene a convertirse en dato bruto. Seguidamente, habrá que convertir los datos en mediciones de las magnitudes físicas a las que responde el sensor, que serán datos de nivel I o que podrán ser datos de nivel II si no fuera necesaria ninguna conversión más. Para algunas aplicaciones, deberán obtenerse variables adicionales. En diversas etapas de este proceso, podrán modificarse los datos para corregir efectos externos, por ejemplo la exposición, y someterlos a control de la calidad.

Por consiguiente, los datos procedentes de estaciones meteorológicas convencionales y automáticas deberán someterse a numerosas operaciones antes de poder ser utilizados. La totalidad de este proceso se conoce como reducción de datos, y consiste en la ejecución de varias funciones, que podrían ser todas o algunas de las siguientes:

- a) transducción de variables atmosféricas;
- b) acondicionamiento de las señales de salida del transductor;
- c) adquisición y muestreo de datos;
- d) aplicación de información relativa a la calibración;
- e) linealización de las señales de salida del transductor;
- f) extracción de estadísticas (por ejemplo, promedios);
- g) obtención de variables derivadas;
- h) aplicación de correcciones;
- i) control de la calidad de los datos;
- j) registro y almacenamiento de datos;
- k) compilación de metadatos;
- l) formateo de mensajes;
- m) comprobación de contenido de los mensajes;
- n) transmisión de los mensajes.

El orden en que se ejecuten estas funciones será solo aproximadamente secuencial. Naturalmente, la primera y la última función de la lista deberán serlo también a la hora de ejecutarse. La linealización podrá efectuarse inmediatamente a continuación, o será una función inherente al transductor, pero deberá realizarse antes de obtener un promedio. En diversos niveles del proceso de reducción de datos podrán aplicarse determinados controles de la calidad y correcciones. Según el tipo de aplicación, las estaciones pueden operar con una capacidad menor sin incorporar todas estas funciones.

En el contexto de esta Guía, las funciones importantes en el proceso de reducción de datos son: la selección de procedimientos de muestreo apropiados; la aplicación de información relativa a la calibración; la linealización, cuando sea necesaria; el filtrado y/o el promediado; la obtención de variables derivadas; la aplicación de correcciones; el control de la calidad y la compilación de metadatos. Estos son los temas que se examinan en este capítulo. Puede obtenerse información más detallada sobre la gestión de la calidad en el capítulo 1 de la parte IV, y sobre el muestreo, el filtrado y el promediado en el capítulo 2 de la parte IV.

Una vez reducidos los datos, deben ponerse a disposición de terceros mediante operaciones tales como la codificación, la transmisión y recepción, la visualización y el archivado, que se examinan en otros manuales y guías de la OMM. Un sistema de observación no está completo a menos que esté conectado a otros sistemas que proporcionen los datos a los usuarios. La calidad de los datos vendrá determinada por el eslabón más débil. En cada etapa habrá que efectuar un control de la calidad.

Buena parte de la actual tecnología y de las técnicas manuales normalizadas para la reducción de datos puede utilizarse también en las estaciones meteorológicas automáticas (EMA), que plantean, sin embargo, necesidades especiales. Las EMA incluyen diversos tipos de sensores, cálculos tipificados para la obtención de elementos de los mensajes, y el formato del mensaje propiamente dicho. No todos los sensores tienen una buena interfaz con el equipo automatizado. Es preciso recuperar o descubrir las expresiones analíticas que determinarán los cálculos incorporados en las tablas. Las reglas para codificar los mensajes deberán expresarse en lenguajes informáticos, y serán precisas, completas e inequívocas en un grado no requerido para las instrucciones escritas en lenguaje común destinadas a los observadores humanos. Además, algunas funciones humanas, como la identificación de tipos de nubes, no pueden automatizarse mediante ninguna tecnología actual o previsible.

Los programas informáticos de adquisición y procesamiento de datos para las EMA se examinan con cierto detalle en el capítulo 1 de la parte II, con un grado de amplitud suficiente para abarcar la aplicación de transductores eléctricos en meteorología. En OMM (1987) se ofrecen algunas consideraciones generales y ejemplos sobre el diseño de algoritmos para las EMA sinópticas.

Para procesar datos meteorológicos suele haber un procedimiento, algoritmo o método correcto, y puede haber muchas aproximaciones con un grado de validez entre satisfactorio y nulo. La experiencia sugiere abrumadoramente que el planteamiento correcto suele ser, a largo plazo, el más eficiente. Es directo, requiere una preparación mínima, y una vez puesto en práctica no hay que dedicarle mayor atención. Por esta razón, los párrafos siguientes se limitan principalmente al único planteamiento correcto, en la medida en que existan soluciones exactas, para el problema que se examina.

### 3.2 MUESTREO

Este tema se examina a fondo en el capítulo 2 de la parte IV. A continuación se ofrece un resumen de los principales resultados.

Convendría tener presente que las variables atmosféricas fluctúan de manera rápida y aleatoria, debido a la presencia constante de turbulencias, y que las señales de salida de los transductores no reproducen fielmente las variables atmosféricas, en razón de lo imperfecto de sus características dinámicas (por ejemplo, su capacidad limitada para responder a cambios rápidos). Por lo general, los transductores necesitan de un equipo que amplifique o proteja sus señales de salida y/o convierta una forma de salida en otra, por ejemplo, la resistencia en tensión eléctrica. Los circuitos utilizados para lograr este fin pueden también suavizar la señal o someterla a un filtrado de paso bajo. Hay una frecuencia de corte por encima de la cual no se producen fluctuaciones notables, por no existir ninguna en la atmósfera y/o porque el transductor o el circuito de acondicionamiento de señal las ha eliminado.

Una consideración de diseño importante es la frecuencia con que convendría muestrear la señal de salida del transductor. La respuesta definitiva es: con un espaciado temporal de al menos el doble de la frecuencia de corte de la señal de salida del transductor. Sin embargo, suele bastar con una regla más simple y equivalente: el intervalo de muestreo no debería exceder de la constante de tiempo más alta de todos los dispositivos y circuitos que preceden al sistema de adquisición. Si la frecuencia de muestreo es inferior al doble de la frecuencia de corte, se producen errores innecesarios en la varianza de los datos y en todas las magnitudes y estadísticas que se hayan obtenido. Aunque estos aumentos pueden resultar aceptables en algunos casos, no siempre lo son. Un muestreo adecuado asegura en todos los casos una varianza mínima.

Un buen diseño puede incorporar un filtro de paso bajo, con una constante de tiempo aproximadamente igual al intervalo de muestreo del sistema de adquisición de datos. Por cautela, conviene también minimizar los efectos del ruido, y especialmente los 50 o 60 Hz de la tensión de funcionamiento de la red eléctrica en los cables que conectan los sensores a los procesadores, así como las fugas a través de las tomas de corriente.

### 3.3 APLICACIÓN DE FUNCIONES DE CALIBRACIÓN

Las reglamentaciones de la OMM (OMM, 2010c) estipulan que las estaciones deben estar equipadas con instrumentos adecuadamente calibrados, y que han de emplearse técnicas de observación y medición adecuadas, a fin de que las mediciones sean suficientemente exactas para responder a las necesidades de las disciplinas meteorológicas correspondientes. La conversión de los datos brutos de los instrumentos en las correspondientes variables meteorológicas se realiza mediante funciones de calibración. La aplicación adecuada de las funciones de calibración y de cualquier otro tipo de corrección sistemática es esencial para poder obtener datos que respondan a las necesidades de exactitud expresadas.

La determinación de las funciones de calibración debería estar basada en la calibración de todos los componentes de la cadena de medición. En principio al menos, y en la práctica para algunas magnitudes meteorológicas tales como la presión, la calibración de los instrumentos de campo debería ser trazable respecto a un instrumento patrón internacional mediante una cadena ininterrumpida de comparaciones entre el instrumento y una serie parcial o completa de instrumentos patrón, como, por ejemplo, un patrón itinerante, un patrón de trabajo, un patrón de referencia y un patrón nacional (véanse las definiciones en el capítulo 1 de la parte I).

En cada uno de los respectivos capítulos de la parte I se ofrece una descripción de los procedimientos de calibración y de las correcciones sistemáticas asociadas a cada una de las variables meteorológicas básicas.

Los instrumentos de campo deben ser calibrados periódicamente por un experto, con las correspondientes revisiones de las funciones de calibración. No basta con basarse en los datos de calibración que se suministran con el equipo. Con frecuencia se ignora la relación entre el equipo de calibración suministrado y el patrón nacional y, en cualquier caso, es previsible que la calibración cambie durante los períodos de transporte, almacenamiento y utilización. Los cambios de la calibración deberán registrarse en los ficheros de metadatos de la estación.

### 3.4 LINEALIZACIÓN

Si la señal de salida del transductor no es exactamente proporcional a la magnitud que se mide, habrá que linealizar la señal basándose en la calibración del instrumento. Esta operación deberá llevarse a cabo antes de filtrar o promediar la señal. Cuando la señal no es constante durante todo el período de promediado, la secuencia de operaciones “promediar y seguidamente linealizar” produce resultados diferentes de la secuencia “linealizar y seguidamente promediar”.

Existen tres situaciones en que pueden aparecer comportamientos no lineales (OMM, 1987):

- a) Muchos transductores son de por sí no lineales, es decir, su señal de salida no es proporcional a la variable atmosférica medida; un ejemplo simple de ello son los termistores.
- b) Aunque un sensor puede incorporar transductores lineales, las variables medidas podrían no estar en relación lineal con la variable atmosférica de interés; así, por ejemplo, el fotodetector y el transductor angular de un nefobasímetro de haz rotatorio son dispositivos lineales, pero la señal de salida del nefobasímetro (la intensidad de la luz retrodispersada en función del ángulo) no es lineal respecto de las alturas de nubes.

- c) La conversión de nivel I a nivel II puede no ser lineal; así, por ejemplo, para producir estimaciones de la visibilidad media, la variable adecuada es el coeficiente de extinción, y no la visibilidad o la transmitancia.

En el primero de estos casos, suele utilizarse una función de calibración polinómica. Para ello, sería realmente deseable disponer de sensores normalizados con coeficientes de calibración uniformes, evitando así los problemas que se plantean al intercambiar sensores en el lugar de la medición. En los otros dos casos, suele ser apropiada una función analítica que describa el comportamiento del transductor.

### 3.5 PROMEDIADO

La variabilidad natural de la atmósfera en pequeña escala hace necesario suavizar o promediar los valores a fin de obtener observaciones representativas y de conseguir la compatibilidad de los datos entre instrumentos diferentes. Para los intercambios internacionales y para gran número de aplicaciones operativas, la medición notificada deberá ser representativa de los 2 o 10 minutos anteriores en el caso del viento y, por convenio, de los 1 a 10 minutos anteriores para otras magnitudes. La práctica de 1 minuto responde, en parte, al hecho de que algunos sensores meteorológicos convencionales tienen una respuesta de ese orden, y una lectura única es, conceptualmente, un valor promediado o suavizado a lo largo de 1 minuto. Cuando el tiempo de respuesta del instrumento sea mucho más rápido, será necesario tomar muestras y filtrarlas o promediarlas. Este es el tema que se examina en el capítulo 2 de la parte IV. En el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.E) se indican los requisitos y tiempos de promediado típicos de los sistemas de instrumentos meteorológicos en funcionamiento.

Habitualmente se utilizan dos métodos de promediado o de suavizado, a saber, el aritmético y el exponencial. El promedio aritmético responde al significado normal de media, y es fácil de calcular digitalmente: consiste en el filtro rectangular descrito en el capítulo 2 de la parte IV. El promedio exponencial es la información de salida del filtro de paso bajo más sencillo, que representa la respuesta más simple posible de un sensor a las fluctuaciones atmosféricas, y resulta más útil a la hora de su implantación en circuitos analógicos, que el promedio aritmético. Cuando la constante de tiempo de un filtro simple es aproximadamente la mitad del tiempo de muestreo a lo largo del cual se calcula un promedio dado, los valores suavizados por métodos aritméticos y exponenciales son prácticamente indistinguibles (véanse el capítulo 2 de la parte IV, así como Acheson, 1968).

Las señales de salida de los sensores de respuesta rápida varían rápidamente, por lo que requieren frecuencias de muestreo altas para un promediado óptimo (incertidumbre mínima). Si se desea reducir la frecuencia de muestreo requerida, sin por ello dejar de conseguir un promediado digital óptimo, podría linealizarse la señal de salida del transductor (cuando sea necesario), suavizarla exponencialmente mediante circuitos analógicos con una constante de tiempo  $t_c$ , y seguidamente muestrearla digitalmente a intervalos  $t_c$ .

Para aplicaciones especiales se han utilizado muchos otros tipos de filtros complejos basados en computación digital.

Dado que el promediado de variables no lineales entraña dificultades cuando las variables cambian durante el período de promediado, es importante elegir la variable lineal apropiada para calcular el promedio. En el cuadro que figura en la sección 3.6 se indican algunos de los elementos de una observación sinóptica que se notifican en forma de promedio, junto con la variable lineal que correspondería utilizar.

### 3.6 VARIABLES Y ESTADÍSTICAS DERIVADAS

Además de los datos promediados, deben determinarse también valores extremos y otras variables representativas en determinados períodos, conforme a los fines de la observación. Así ocurre con las mediciones de ráfagas de viento, para las que son necesarias frecuencias de muestreo más altas.

También otras magnitudes, como la presión a nivel del mar, la visibilidad o el punto de rocío, se obtendrán a partir de los datos promediados. En las estaciones manuales convencionales se utilizan tablas de conversión. Es habitual incorporar estas tablas en una EMA, junto con rutinas de interpolación, o bien incorporar las fórmulas básicas o aproximaciones de las mismas. Véanse los capítulos de la parte I relativos a las prácticas de conversión de datos, y el capítulo 1 de la parte II, referente a las prácticas de las EMA.

#### Magnitudes para las que es necesario convertir los datos al calcular los promedios

<i>Magnitud que se notificará</i>	<i>Magnitud que se promediará</i>
Velocidad y dirección del viento	Componentes cartesianas
Punto de rocío	Humedad absoluta
Visibilidad	Coeficiente de extinción

### 3.7 CORRECCIONES

Las mediciones de magnitudes meteorológicas están sujetas en muchos casos a correcciones, o en los datos brutos o en la etapa de nivel I o de nivel II, a fin de compensar diversos tipos de efectos. Estas correcciones se describen en la parte I, en los capítulos referentes a las distintas variables meteorológicas. Las correcciones de datos brutos, para errores de cero o de índice, o por temperatura, gravedad y otros errores por el estilo, se obtienen de la calibración y caracterización del instrumento. Otros tipos de correcciones o ajustes de los datos en bruto o de niveles superiores incluyen el suavizado, por ejemplo, para la medición de las alturas de nubes y de perfiles en altitud, y las correcciones de exposición, como las que se aplican algunas veces a las observaciones de temperatura, viento y precipitación. Posiblemente, los algoritmos utilizados para estos tipos de correcciones están basados, en algunos casos, en estudios no del todo definitivos; por lo tanto, aunque sin duda mejoran la exactitud de los datos, no excluyen la posibilidad de descubrir otros diferentes en un futuro. Si así ocurriera, podría resultar necesario recuperar los datos originales no corregidos. En consecuencia, se recomienda documentar extensamente los algoritmos.

### 3.8 GESTIÓN DE LA CALIDAD

La gestión de la calidad se examina en el capítulo 1 de la parte IV. Los requisitos a este respecto aparecen especificados en OMM (2010c), y los procedimientos generales se examinan en OMM (2010a).

Deberían emplearse procedimientos de control de la calidad en cada una de las etapas de conversión de los datos en bruto, obtenidos de las salidas de los sensores, en variables meteorológicas. Se incluyen en este concepto los procesos necesarios para obtener los datos y para reducirlos a datos de nivel II.

Durante el proceso de obtención de datos, el control de la calidad debería tratar de eliminar los errores de medición sistemáticos y aleatorios, los debidos a una desviación respecto de las normas técnicas, los debidos a una exposición insatisfactoria de los instrumentos, y los errores subjetivos imputables al observador.

Durante la reducción y conversión de los datos, el control de la calidad debería tratar de eliminar los errores derivados de las técnicas de conversión utilizadas, o de los procedimientos de cálculo empleados. Para mejorar la calidad de los datos obtenidos con frecuencias de muestreo altas, que podrían generar un mayor ruido, se utilizan técnicas de filtrado y de suavizado. Estas técnicas han sido descritas tanto en el presente capítulo como en el capítulo 2 de la parte IV.

### 3.9 **COMPILACIÓN DE METADATOS**

El tema de los metadatos se examina en el capítulo 1 de la parte I, en el capítulo 1 de la parte IV y en otros capítulos referentes a las distintas magnitudes meteorológicas. Los metadatos deberán mantenerse de manera que:

- a) se puedan recuperar los datos originales para reelaborarlos, en caso necesario (por ejemplo, mediante distintos filtrados o correcciones);
- b) el usuario pueda averiguar fácilmente la calidad de los datos y las circunstancias en que fueron obtenidos (por ejemplo, la exposición);
- c) eventuales usuarios puedan descubrir la existencia de los datos.

Así pues, deberán registrarse los procedimientos empleados para las funciones de reducción de datos anteriormente citadas, en términos genéricos para cada tipo de datos, e individualmente para cada estación y tipo de observación.

---

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

Acheson, D. T., 1968: "An approximation to arithmetic averaging for meteorological variables", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 7, núm. 4, págs. 548 a 553.

Organización Meteorológica Mundial, 1987: *Some General Considerations and Specific Examples in the Design of Algorithms for Synoptic Automatic Weather Stations* (D. T. Acheson). Instruments and Observing Methods Report No. 19 (WMO/TD-No. 230). Ginebra.

———, 2010a: *Guía del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 488). Ginebra

———, 2010b: *Manual del Sistema Mundial de Proceso de Datos y de Predicción* (OMM-N° 485), volumen I. Ginebra.

———, 2010c: *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 544), volumen I. Ginebra.

---



## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 4. PRUEBA, CALIBRACIÓN E INTERCOMPARACIÓN.....	1240
4.1 Generalidades .....	1240
4.1.1 Definiciones .....	1240
4.1.2 Programas de prueba y de calibración.....	1241
4.2 Pruebas.....	1242
4.2.1 Finalidad de las pruebas.....	1242
4.2.2 Pruebas ambientales.....	1243
4.2.2.1 Definiciones.....	1243
4.2.2.2 Programa de pruebas ambientales.....	1243
4.2.3 Pruebas de interferencia eléctrica y electromagnética.....	1244
4.2.4 Pruebas funcionales .....	1244
4.3 Calibración.....	1245
4.3.1 Finalidad de la calibración .....	1245
4.3.2 Patrones .....	1246
4.3.3 Trazabilidad .....	1247
4.3.4 Prácticas de calibración .....	1247
4.4 Intercomparaciones de instrumentos.....	1248
 ANEXO 4.A. PROCEDIMIENTOS PARA LAS INTERCOMPARACIONES MUNDIALES Y REGIONALES DE INSTRUMENTOS DE LA OMM .....	 1250
 ANEXO 4.B. DIRECTRICES PARA LA ORGANIZACIÓN DE LAS INTERCOMPARACIONES DE INSTRUMENTOS DE LA OMM.....	 1252
 ANEXO 4.C. INFORMES DE COMPARACIONES INTERNACIONALES REALIZADAS BAJO LOS AUSPICIOS DE LA COMISIÓN DE INSTRUMENTOS Y MÉTODOS DE OBSERVACIÓN.....	 1259
 REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA .....	 1262

## CAPÍTULO 4. PRUEBA, CALIBRACIÓN E INTERCOMPARACIÓN

### 4.1 GENERALIDADES

Una de las finalidades de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), estipulada en el Artículo 2 c) del Convenio de la OMM, consiste en “fomentar la normalización de las observaciones meteorológicas y conexas y asegurar la publicación uniforme de observaciones y estadísticas”. Con tal objeto se han desarrollado varios grupos de procedimientos normalizados y prácticas recomendadas, cuyos aspectos esenciales se explican en la presente Guía.

Solo es posible obtener datos de observación válidos después de haber aplicado un completo programa de control de la calidad a los instrumentos y a la red. La calibración y las pruebas son elementos inseparables de un programa de control de la calidad. Otros elementos son: una definición clara de las necesidades, la selección de instrumentos basada expresamente en las necesidades, los criterios de emplazamiento, el mantenimiento y la logística. Estos elementos deberán ser tenidos en cuenta al desarrollar planes de calibración y de prueba. A escala internacional, la inclusión de intercomparaciones en los programas de control de la calidad es importante para poder crear conjuntos de datos compatibles y comparables.

Dada la importancia de la normalización a nivel supranacional, varias asociaciones regionales de la OMM han creado diversos Centros Regionales de Instrumentos (CRI)<sup>1</sup> con objeto de organizar y facilitar las actividades de normalización y calibración. Sus atribuciones y los lugares donde se encuentran figuran en el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.A). Análogamente, atendiendo a la recomendación de la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina (CMOMM)<sup>2</sup>, se ha creado una red de Centros Regionales de Instrumentos Marinos, que desempeñan funciones similares en el ámbito de las mediciones de meteorología marina y oceanográficas afines. Sus atribuciones y los lugares donde se encuentran figuran en el capítulo 4 de la parte II (anexo 4.A).

Existen patrones y directrices nacionales e internacionales para muy distintos aspectos de las pruebas y de la evaluación, que deberían utilizarse cuando sea apropiado. Algunos de ellos se mencionan en el presente capítulo.

#### 4.1.1 Definiciones

Las definiciones de términos metrológicos se establecen en el *Vocabulario Internacional de Metrología. Conceptos fundamentales y generales, y términos asociados (VIM)*, elaborado por el Comité Conjunto para las Guías de Metrología (JCGM, 2012). Muchas de ellas figuran en el capítulo 1 de la parte I, de las cuales será útil reproducir aquí algunas. Su utilización no es universal, y difieren en algunos aspectos de la terminología habitualmente empleada en la práctica meteorológica. Sin embargo, las definiciones del JCGM están recomendadas para su uso en meteorología. El documento del JCGM ha sido elaborado conjuntamente con la Oficina Internacional de Pesas y Medidas (BIPM), la Comisión Electrotécnica Internacional (IEC), la Federación Internacional de Química Clínica y Medicina de Laboratorio (IFCC), la Cooperación Internacional de Acreditación de Laboratorios (ILAC), la Organización Internacional de Normalización (ISO), la Unión Internacional de Química Pura y Aplicada (IUPAC), la Unión Internacional de Física Pura y Aplicada (IUPAP) y la Organización Internacional de Metrología Legal (OIML).

La terminología del VIM difiere de los usos habituales, particularmente en los siguientes aspectos:

<sup>1</sup> Recomendación 19 (CIMO-IX), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión (1985).

<sup>2</sup> Recomendación 1 (CMOMM-III), adoptada por la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina en su tercera reunión (2009).

*Exactitud (de una medición)*: término cualitativo referido a la proximidad entre un valor medido y un valor verdadero de un mensurando. La exactitud de medida se interpreta a veces como la proximidad entre los valores medidos atribuidos al mensurando. Aunque puede hablarse de la mayor o menor exactitud de un instrumento o de una medición, la medida cuantitativa de la exactitud se expresa en términos de incertidumbre.

*Incertidumbre*: parámetro no negativo que caracteriza la dispersión de los valores atribuidos a un mensurando a partir de la información que se utiliza.

*Error (de medición)*: diferencia entre un valor medido de una magnitud y un valor de referencia (la corrección es de signo contrario). Está compuesto de errores aleatorios y de errores sistemáticos (el término *sesgo* se utiliza habitualmente para indicar el error sistemático).

*Repetibilidad*: proximidad entre las indicaciones o los valores medidos de un mismo objeto o de objetos similares bajo un conjunto de condiciones que incluye el mismo procedimiento de medida, los mismos operadores, el mismo sistema de medida, las mismas condiciones de operación y el mismo lugar, así como mediciones repetidas durante un período corto de tiempo.

*Reproducibilidad*: proximidad entre las indicaciones o los valores medidos de un mismo objeto o de objetos similares bajo un conjunto de condiciones que incluye diferentes lugares, operadores y sistemas de medida, y mediciones repetidas.

#### 4.1.2 Programas de prueba y de calibración

Antes de hacer uso de mediciones atmosféricas efectuadas con determinado sensor para fines meteorológicos, será necesario responder a preguntas como las siguientes:

- a) ¿Cuál es la exactitud del sensor o sistema?
- b) ¿Cuál es la variabilidad de las mediciones en una red que contiene este tipo de sistemas o sensores?
- c) ¿Qué cambio o error sistemático se apreciará en los datos proporcionados por el sensor o sistema si se cambia su emplazamiento?
- d) ¿Qué cambio o error sistemático se apreciará en los datos si se sustituye el sensor o sistema por otro diferente que mida el mismo elemento o elementos meteorológicos?

Para responder a estas preguntas, y para asegurar la validez y adecuación de las mediciones efectuadas con un sensor o sistema meteorológico, se necesita utilizar en diversa medida la calibración, las pruebas de laboratorio y las pruebas funcionales.

Los programas de calibración y de prueba deberían desarrollarse y normalizarse basándose en la variabilidad climática esperada, en la interferencia medioambiental y en la interferencia electromagnética a la que se prevé estarán sometidos los sistemas y sensores. Así, por ejemplo, podrían tenerse en cuenta factores tales como: el rango previsto de temperatura, humedad y velocidad del viento; si el sensor o sistema debe funcionar en un medio marino, o en áreas donde el viento arrastra polvo o arena; la variación prevista de la tensión y de la fase eléctricas, y las corrientes transitorias en la señal y en la línea de alimentación eléctrica; y la interferencia electromagnética media y máxima prevista. Los Servicios Meteorológicos podrán contratar servicios de calibración y de prueba con laboratorios y empresas privadas, o crear organizaciones para la prestación de estos servicios.

Es extremadamente importante que, en cada programa de pruebas, estas se apliquen como mínimo a dos sensores o sistemas semejantes. Con ello se podrá determinar la variabilidad esperada del sensor o sistema, y se facilitará también la detección de problemas.

## 4.2 PRUEBAS

### 4.2.1 Finalidad de las pruebas

Los sensores y sistemas se someten a prueba con el fin de acumular información sobre su funcionamiento en determinadas condiciones de uso. Lo normal es que los fabricantes prueben sus propios sensores y sistemas y, en algunos casos, publiquen especificaciones operativas en base a los resultados de sus pruebas. Sin embargo, es muy importante que el Servicio Meteorológico desarrolle y realice su propio programa de pruebas, o que tenga acceso a una autoridad independiente en la materia.

Las pruebas pueden clasificarse en: pruebas ambientales, pruebas de interferencia eléctrica o electromagnética y pruebas funcionales. Un programa de pruebas podrá constar de uno o más de estos elementos.

Por lo general, un programa de pruebas tiene por objeto asegurarse de que un sensor o sistema cumplirá las especificaciones relativas al nivel de funcionamiento, al mantenimiento y al tiempo medio entre fallos en todo tipo de condiciones previstas, tanto de funcionamiento como de almacenamiento o de transporte. Los programas de pruebas se realizan también para obtener información sobre la variabilidad que cabría esperar en una red de sensores similares, en términos de reproducibilidad funcional y de comparabilidad de las mediciones entre diferentes sensores o sistemas.

El conocimiento de la reproducibilidad funcional y de la comparabilidad es muy importante en climatología, ya que una sola base de datos de largo período suele contener información obtenida por sensores y sistemas que, a lo largo del tiempo, utilizan sensores y tecnologías diferentes para medir la misma variable meteorológica. De hecho, para las aplicaciones prácticas, una buena comparabilidad operativa entre instrumentos constituye una cualidad más valiosa que una calibración de precisión absoluta. Esta información se desarrolla en las pruebas funcionales.

Aunque los sensores y sistemas se entreguen acompañados de un informe de calibración, deberían realizarse pruebas ambientales y, eventualmente, una calibración adicional. Tal es el caso, por ejemplo, de cierto sistema moderno de medición de la temperatura, en el que la sonda suele ser un dispositivo térmico de resistencia. Lo habitual es que el fabricante calibre varios de esos dispositivos en un baño térmico y determine las especificaciones de funcionamiento con arreglo a los resultados de la calibración. Sin embargo, el sistema que proporciona el valor de temperatura se compone también de elementos eléctricos y electrónicos (interfaz) que pueden resultar afectados por la temperatura. Por ello, es importante que los componentes electrónicos y la sonda funcionen, durante la calibración, como un solo sistema en todo el rango de temperaturas. Suele ser también conveniente sustituir la sonda por resistencias cuyo coeficiente de temperatura sea conocido, que simularán valores de temperatura para toda la horquilla de temperaturas consideradas, a fin de verificar la interfaz de temperatura en todo el rango de medición.

Los usuarios deberían aplicar también un programa para someter a prueba sensores y sistemas de producción seleccionados al azar, incluso aunque se hayan probado los prototipos, ya que, aun con cambios aparentemente secundarios del material, de la configuración o de los procesos de fabricación, pueden afectar a las características de funcionamiento de los sensores y sistemas.

La Organización Internacional de Normalización ha publicado normas (ISO, 1999 y 2013) que especifican los planes y procedimientos de muestreo para la inspección de gran número de elementos de equipo.

## 4.2.2 Pruebas ambientales

### 4.2.2.1 Definiciones

Las definiciones siguientes sirven para exponer las características de un sistema de instrumentos que debería someterse a pruebas de funcionamiento:

*Condiciones operativas:* condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo en que un elemento de equipo desempeña sus funciones normales cumpliendo enteramente sus especificaciones de funcionamiento.

*Condiciones de resistencia:* condiciones, o conjunto de condiciones distintas de las operativas, a las que se prevé estará expuesto el instrumento. Puede ocurrir que la probabilidad de que se presenten a lo largo de la vida útil del instrumento sea muy baja. No se espera que el dispositivo desempeñe sus funciones normales cuando se dan estas condiciones. Sí se espera, sin embargo, que resista esas condiciones y recupere su comportamiento normal cuando retorne a las condiciones operativas.

*Entorno exterior:* condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo en que un elemento de equipo funciona normalmente en un entorno natural exento de protección y no controlado.

*Entorno interior:* condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo en que un elemento de equipo recibe alimentación de energía y funciona normalmente en el interior de un recinto de trabajo. Se tendrán presentes tanto el entorno interior no controlado como el entorno interior controlado artificialmente.

*Entorno de transporte:* condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo de la vida útil de un elemento de equipo en que este es transportado. Se tendrán presentes los principales métodos de transporte (camión, ferrocarril, buque y aeronave) y todos los tipos de entorno posibles antes del transporte, durante este, y durante la fase de descarga. El dispositivo suele estar protegido en su embalaje durante la exposición al entorno de transporte.

*Entorno de almacenamiento:* condiciones, o conjunto de condiciones, que concurren o concurrirán previsiblemente durante el tiempo en que un dispositivo se encuentra almacenado y no está en funcionamiento. Se tendrán presentes todos los tipos de almacenamiento, desde el efectuado al aire libre y sin protección hasta el almacenamiento confinado y protegido. El dispositivo suele estar alojado en su embalaje o contenedor durante la exposición al entorno de almacenamiento.

La Comisión Electrotécnica Internacional tiene también un conjunto de normas (IEC, 2002) para clasificar las condiciones ambientales, que es más completo que el anterior. Estas normas definen diversos ambientes meteorológicos, físicos y biológicos a los que podrán estar expuestos los productos que se transportan, almacenan, instalan y utilizan, y que son útiles para la especificación de los elementos de equipo y para las pruebas de planificación.

### 4.2.2.2 Programa de pruebas ambientales

Las pruebas ambientales de laboratorio proporcionan resultados rápidos en muy diversas condiciones y pueden acelerar ciertos efectos, como los producidos por un ambiente marino con una elevada carga de sal en la atmósfera. La ventaja de las pruebas ambientales frente a las pruebas sobre el terreno es que muchas de ellas pueden acelerarse en un laboratorio bien equipado, y que el equipo se puede probar para valores muy diversos de la variabilidad climática. Las pruebas ambientales son importantes; pueden ayudar a comprender posibles problemas y dan confianza para seguir adelante con las pruebas en el exterior, aunque no pueden sustituirlas.

Un programa de pruebas ambientales suele estar concebido en torno a algunas de las siguientes condiciones: alta temperatura, baja temperatura, choque térmico, ciclos de temperatura,

humedad, viento, lluvia, lluvia engelante, polvo, luz solar (insolación), baja presión, vibración de transporte y choque de transporte. Los rangos, o límites de prueba, de cada prueba vienen determinados por los entornos previsibles (operativo, de resistencia, exterior, interior, de transporte y de almacenamiento).

La finalidad de un documento sobre el programa de pruebas ambientales es establecer criterios normalizados para estas, junto con los correspondientes procedimientos de prueba para la especificación, la adquisición, el diseño y la prueba de los equipos. El documento debería basarse en las condiciones y en los valores extremos ambientales que se esperan en la práctica.

Estados Unidos de América, por ejemplo, ha elaborado los criterios ambientales y los procedimientos de prueba normalizados de su Servicio Meteorológico Nacional (Servicio Meteorológico Nacional de Estados Unidos de América, 1984) basándose en un estudio prospectivo que proporcionaba los intervalos de valores meteorológicos operativos y extremos previsibles en el área del citado país, y ha propuesto criterios para las pruebas (Servicio Meteorológico Nacional de Estados Unidos de América, 1980). Dichos criterios y procedimientos constan de tres partes:

- a) criterios y límites de prueba ambientales para ambientes exteriores, interiores y de transporte/almacenamiento;
- b) procedimientos de prueba para la evaluación del equipo con arreglo a los criterios de prueba ambientales;
- c) fundamentación, en la que se ofrece información general sobre las distintas condiciones ambientales a las que podrían estar expuestos los equipos, así como sobre sus efectos potenciales en el equipo y las correspondientes razones en que se basan los criterios de prueba recomendados.

#### 4.2.3 **Pruebas de interferencia eléctrica y electromagnética**

La creciente tendencia a la utilización de sensores y de sistemas de recopilación y procesamiento automático de datos que contienen componentes electrónicos hace necesario, en muchos casos, incorporar a un programa general las pruebas de funcionamiento en entornos de trabajo con campos eléctricos y en condiciones de interferencia electromagnética.

Debería elaborarse un documento sobre el programa de pruebas de interferencia eléctrica y electromagnética. Dicho documento debería tener por objeto establecer unos criterios normalizados para las pruebas de interferencia eléctrica y electromagnética, junto con los correspondientes procedimientos de prueba, y servir como directriz uniforme para especificar los requisitos de susceptibilidad a la interferencia eléctrica y electromagnética con miras a la adquisición y al diseño de los elementos de equipo.

El documento debería basarse en un estudio que cuantifique los niveles y tiempos de sobrecarga previsibles de las corrientes transitorias en la línea de alimentación eléctrica y en la línea de la señal por efecto de fenómenos naturales, como las tormentas. Debería incluir también pruebas sobre las variaciones de energía previsibles, tanto en tensión eléctrica como en fase. Si se prevé que el equipo vaya a funcionar en un aeropuerto o en otro entorno con posibles interferencias de radiación electromagnética, habría que cuantificar también estas e incluirlas en la norma. El programa puede tener también por objeto asegurarse de que el equipo no genera radiación electromagnética. Debería prestarse particular atención a los equipos que contengan un microprocesador y, por consiguiente, un reloj de cuarzo, que es crucial para las funciones de regulación del tiempo.

#### 4.2.4 **Pruebas funcionales**

Las pruebas de calibración y ambientales proporcionan un fundamento necesario, pero no suficiente, para definir las características operativas de un sensor o sistema, dado que las pruebas

de calibración y de laboratorio no pueden definir completamente el comportamiento del sensor o sistema en condiciones reales. Es imposible simular los efectos sinérgicos de todos los cambiantes elementos meteorológicos a los que estará expuesto un instrumento en todos los entornos de trabajo requeridos.

Las pruebas funcionales son simplemente pruebas realizadas en un medio natural exterior en el que se espera que los instrumentos funcionen en condiciones meteorológicas y regímenes climáticos muy diversos y, en el caso de los instrumentos de superficie, en superficies del terreno con albedos muy variables. Las pruebas funcionales son necesarias para determinar la idoneidad de un sensor o sistema mientras está expuesto a amplias variaciones de viento, precipitación, temperatura, humedad y radiación solar directa, difusa y reflejada. Las pruebas funcionales adquieren mayor importancia a medida que van entrando en funcionamiento sensores con nuevas tecnologías, como los que contienen elementos electroópticos, piezoeléctricos y capacitivos. Las lecturas de esos sensores pueden resultar afectadas por condiciones incidentales, tales como la presencia de insectos o de arañas y telas de araña, o la distribución de partículas en la atmósfera en función de su tamaño, todo lo cual habrá que determinar mediante pruebas funcionales.

Para muchas aplicaciones, la comparabilidad deberá ser puesta a prueba en condiciones reales. Para ello se somete a prueba, uno junto al otro, sensores o sistemas iguales y diferentes, tomando como referencia un patrón de referencia *in situ*. Estas ideas están expuestas en Hoehne (1971, 1972 y 1977).

Las pruebas funcionales pueden ser planificadas y realizadas por laboratorios privados, o por una organización interna del Servicio Meteorológico u otra organización de usuarios. Tanto para la adquisición como para la utilización del equipo, deberá tenerse en cuenta el nivel de conocimientos y aptitudes de los observadores y de los técnicos que serán los usuarios del sistema, y que deberían probar el equipo como parte integrante del programa de pruebas. Quienes instalen, utilicen, mantengan y reparen el equipo deberían evaluar las partes del sensor o sistema que utilizarán en su trabajo, y en particular la idoneidad de las instrucciones y de los manuales. Al preparar las especificaciones de compra debería tenerse presente también su nivel de aptitud.

### 4.3 CALIBRACIÓN

#### 4.3.1 Finalidad de la calibración

La calibración de sensores o sistemas es la primera etapa para definir la validez de los datos. Por lo general, conlleva la comparación con respecto a un patrón conocido, a fin de determinar en qué medida la señal de salida del instrumento coincide con el patrón en las diversas condiciones de funcionamiento previsibles. Una calibración de laboratorio presupone implícitamente que las características del instrumento serán suficientemente estables para mantener la calibración sobre el terreno. Un historial de las calibraciones sucesivamente realizadas debería infundir confianza en la estabilidad del instrumento.

Específicamente, la calibración es la operación que, en determinadas condiciones y en una primera etapa, establece una relación entre los valores y sus incertidumbres de medida obtenida a partir de los patrones de medida y las indicaciones correspondientes con sus incertidumbres asociadas y, en una segunda etapa, utiliza esa información para establecer una relación que permita obtener un resultado de medida a partir de una indicación (JCGM, 2012). La calibración debería definir los errores sistemáticos o la desviación media de un sensor o sistema con respecto al patrón utilizado, así como sus errores aleatorios, el rango de valores en los que la calibración es válida, y la existencia de umbrales o de regiones de respuesta no lineal. Asimismo, debería definir la resolución y la histéresis. La histéresis debería determinarse haciendo que el sensor recorra cíclicamente todo su rango de funcionamiento durante la calibración. El resultado de una calibración se expresa en ocasiones como un factor o una serie de factores de calibración, en forma de tabla o de curva de calibración. Los resultados de una calibración deberán quedar anotados en un documento denominado certificado de calibración o informe de calibración.



El certificado o informe de calibración debería definir todo error sistemático eliminable posteriormente mediante ajustes mecánicos, eléctricos o informáticos. El error aleatorio restante no es repetible y no puede ser eliminado, aunque es posible definirlo estadísticamente repitiendo suficientes veces la medición durante la calibración.

#### 4.3.2 Patrones

La calibración de instrumentos o de sistemas de medición suele efectuarse comparándolos con uno o más patrones de medición. Estos patrones se clasifican con arreglo a su calidad metrológica. Sus definiciones (véase también JCGM, 2012) figuran en el capítulo 1 de la parte I, y pueden resumirse como sigue:

*Patrón primario:* patrón de medición establecido mediante un procedimiento de medición primario o creado como un artefacto, elegido por consenso.

Nota: Cuando estos patrones son pertinentes para los laboratorios de calibración de los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales o los Centros Regionales de Instrumentos, también se debería garantizar su trazabilidad al Sistema Internacional de Unidades (SI).

*Patrón secundario:* patrón de medición establecido por medio de una calibración respecto a un patrón primario de una magnitud de la misma naturaleza.

*Patrón internacional:* patrón de medición reconocido por los firmantes de un acuerdo internacional con la intención de ser utilizado mundialmente.

*Patrón nacional:* patrón de medición reconocido por las autoridades nacionales para servir, en un Estado o una economía, como base para asignar valores a otros patrones de magnitudes de la misma naturaleza.

*Patrón de referencia:* patrón de medición designado para la calibración de otros patrones de magnitudes de la misma naturaleza en una organización o un lugar dados.

*Patrón de trabajo:* patrón de medición utilizado habitualmente para calibrar o verificar instrumentos o sistemas de medición.

*Dispositivo de transferencia:* dispositivo utilizado como intermediario para comparar patrones de medición.

*Patrón itinerante:* patrón de medición, a veces de construcción especial, destinado a su transporte entre diferentes lugares.

Los patrones primarios están adscritos a instituciones metrológicas internacionales o nacionales de primer orden. En la medición de la presión (véase el capítulo 3 de la parte I), este término se emplea para instrumentos basados en principios físicos, como los barómetros de mercurio o los sensores de peso muerto, aunque esos patrones deberían denominarse secundarios, según la capacidad de calibración y de medición. Los patrones secundarios están frecuentemente adscritos a laboratorios de calibración importantes y no suelen ser adecuados para trabajar sobre el terreno. Se denominan generalmente patrones de medición de referencia, según ISO/IEC 17025 (ISO/IEC, 2005). Los patrones de trabajo suelen ser instrumentos de laboratorio calibrados a partir de un patrón secundario. Los patrones de trabajo que pueden utilizarse sobre el terreno son conocidos como patrones itinerantes. Los instrumentos patrones itinerantes pueden utilizarse también para comparar instrumentos en laboratorio o sobre el terreno. Se debería garantizar la trazabilidad al SI de todos estos patrones utilizados con fines de meteorología y pertinentes para los laboratorios de calibración de los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales o los Centros Regionales de Instrumentos.

### 4.3.3 Trazabilidad

El concepto de trazabilidad se define en JCGM (2012) como la “propiedad del resultado de una medición que permite relacionarlo con una referencia mediante una cadena ininterrumpida y documentada de calibraciones, cada una de las cuales contribuye a la incertidumbre de medición”.

En meteorología, es habitual que las mediciones de presión sean trazables mediante patrones itinerantes, de trabajo y secundarios a otros patrones nacionales, con lo cual las incertidumbres acumuladas son conocidas (excepto cuando se trabaja sobre el terreno, en cuyo caso se determinarán mediante pruebas *in situ*). Tal es el caso también con las mediciones de temperatura.

Este mismo principio deberá aplicarse a la medición de cualquier magnitud que se necesite medir con una incertidumbre conocida.

### 4.3.4 Prácticas de calibración

La calibración de instrumentos meteorológicos suele realizarse en un laboratorio que cuente con patrones de medición y dispositivos de calibración apropiados. Puede ser un Centro Regional de Instrumentos, un laboratorio nacional, privado o perteneciente a un Servicio Meteorológico u otra organización de usuarios. Un laboratorio de calibración se encarga de mantener las necesarias calidades de sus patrones de medición y de llevar un registro de su trazabilidad. Este tipo de laboratorios puede expedir también certificados de calibración, que deberían asimismo contener una estimación de la incertidumbre de la calibración. A fin de garantizar la trazabilidad, el laboratorio de calibración debería ser reconocido y estar autorizado por las autoridades nacionales competentes.

Los fabricantes de instrumentos meteorológicos deberían entregar sus productos de calidad (por ejemplo, barómetros o termómetros normalizados) con certificados o informes de calibración. Estos documentos tal vez no se incluyan en el precio básico del instrumento, sino como elementos opcionales. Los certificados de calibración otorgados por un laboratorio autorizado pueden resultar más caros que los certificados de fábrica. Como se ha señalado en la sección anterior, deberían realizarse pruebas ambientales y funcionales y, posiblemente, calibraciones adicionales.

Los usuarios pueden adquirir también dispositivos de calibración o patrones de medición para sus propios laboratorios. Un buen dispositivo de calibración debería ir siempre acompañado de un patrón de medición apropiado, por ejemplo, un calibrador de temperatura en baño líquido con termómetros de resistencia certificados o un conjunto de termómetros de líquido en cápsula de vidrio certificados, o ambos. En el ejemplo anterior habría que tener en cuenta también otras consideraciones, como la utilización de silicona fluida no conductora. Así, si se instala un dispositivo de medición de temperatura en un circuito electrónico, será posible sumergirlo en el baño a fin de probar el dispositivo en su configuración de trabajo. No solo el equipo y los patrones de calibración deberán ser de alta calidad, sino que los ingenieros y técnicos de un laboratorio de calibración tendrán que estar adecuadamente capacitados en metrología básica y en la utilización de los dispositivos de calibración y patrones de medición disponibles.

Una vez que los instrumentos hayan pasado satisfactoriamente la calibración y las pruebas iniciales, y hayan sido aceptados por el usuario, debería instituirse un programa de calibraciones y comprobaciones de calibración con regularidad. Algunos instrumentos, como los barómetros de mercurio, pueden romperse fácilmente al ser transportados al lugar de trabajo. En estaciones distantes, esos instrumentos deberían mantenerse inmóviles siempre que fuera posible, y tendrían que calibrarse tomando como referencia patrones itinerantes más resistentes que puedan ser desplazados de una estación a otra por los inspectores. Los patrones itinerantes deberán ser comparados frecuentemente con un patrón de trabajo o de referencia en el laboratorio de calibración y, preferiblemente, antes y después de cada visita de inspección.

Los procedimientos de calibración en laboratorio de, por ejemplo, barómetros, termómetros, higrómetros, anemómetros e instrumentos de radiación se explican más detalladamente en los capítulos correspondientes de esta Guía o en manuales especializados. Estas publicaciones contienen también información sobre instrumentos normalizados y dispositivos de calibración internacionales reconocidos. Los procedimientos de calibración para las estaciones meteorológicas automáticas requieren una atención especial, como se señala en el capítulo 1 de la parte II.

### **Prácticas de inspección sobre el terreno**

La inspección sobre el terreno ofrece al usuario la capacidad de verificar el instrumento en su lugar de uso. Dado que el instrumento permanece instalado en una estación meteorológica, se elimina el tiempo de inactividad que sería necesario para retirarlo y volver a instalarlo. La inspección suele efectuarse en un solo punto en relación con el patrón de trabajo colocando este patrón lo más cerca posible del instrumento inspeccionado. Se debe dejar un período de estabilización hasta que el patrón y el instrumento alcancen una temperatura equilibrada. Es preciso prestar atención a la proximidad del patrón de trabajo con el instrumento inspeccionado, los gradientes de temperatura, la corriente de aire, las diferencias de presión y cualquier otro factor que pudiera influir en los resultados de la inspección. La inspección sobre el terreno es un método eficaz de verificar la calidad del instrumento. El inconveniente más importante es que suele estar limitada a un punto. Un segundo inconveniente es que, de notificarse un error, el instrumento inspeccionado debería retirarse y ser sustituido por un nuevo sensor calibrado. A continuación, será necesario calibrarlo y ajustarlo en laboratorio, si es posible. Cabe señalar que las inspecciones sobre el terreno proporcionan información adicional valiosa, ya que se realizan pruebas sobre toda la configuración del instrumento in situ, como del cableado, entre otras cosas. Además, es importante registrar los metadatos sobre las condiciones en el momento de la inspección, como todos los detalles sobre los cambios realizados en la configuración de los instrumentos (véanse más detalles en el capítulo 1 de la parte II (sección 1.7)).

### **Comparaciones entre laboratorios**

La comparación entre laboratorios se define como la organización y la ejecución de calibraciones, y la evaluación de sus resultados, para un mismo instrumento en dos o más laboratorios, con arreglo a condiciones predeterminadas. La participación de un laboratorio en una comparación de este tipo le permite evaluar y demostrar la fiabilidad de los datos de medición resultantes respecto a los resultados de otros laboratorios participantes. Cada laboratorio acreditado deberá participar como mínimo en una prueba de adecuación o una comparación entre laboratorios cada cinco años para cada subdisciplina o disciplina principal para la que esté acreditado. Antes de recibir la acreditación, es necesario que participe en al menos una prueba de adecuación o una comparación entre laboratorios. Los Centros Regionales de Instrumentos, como se señala en su mandato (capítulo 1 de la parte I), deben organizar comparaciones entre laboratorios de instrumentos y métodos de calibración normalizados o participar en ellas.

## **4.4 INTERCOMPARACIONES DE INSTRUMENTOS**

La intercomparación de instrumentos y sistemas de observación, así como los procedimientos acordados para el control de la calidad, son esenciales para la creación de conjuntos de datos compatibles. Todas las intercomparaciones deberían planificarse y realizarse cuidadosamente, a fin de mantener un nivel de calidad adecuado y uniforme en las mediciones de cada variable meteorológica. Muchas magnitudes meteorológicas no pueden compararse directamente con patrones metrológicos y, por consiguiente, con referencias absolutas (por ejemplo, la visibilidad, la altura de la base de las nubes, o la precipitación). Con respecto a esas magnitudes, las intercomparaciones son fundamentales.

Las comparaciones o evaluaciones de instrumentos y sistemas de observación pueden organizarse y llevarse a efecto a los niveles siguientes:

- a) comparaciones internacionales, a las que pueden asistir participantes de todos los países interesados en respuesta a una invitación general;
- b) intercomparaciones regionales, a las que pueden asistir participantes de los países de una región determinada (por ejemplo, las Regiones de la OMM) en respuesta a una invitación general;
- c) intercomparaciones multilaterales y bilaterales, a las que pueden asistir participantes de dos o más países por mutuo acuerdo, sin que medie una invitación general;
- d) intercomparaciones nacionales, en el ámbito de un país.

Dada la importancia de la comparabilidad internacional de las mediciones, la OMM organiza esporádicamente, mediante uno de sus órganos constituyentes, comparaciones internacionales y regionales de instrumentos. Dichas intercomparaciones o evaluaciones de instrumentos y sistemas de observación pueden ser muy laboriosas y costosas. Por ello, ha sido necesario establecer reglas que permitan conseguir una coordinación eficaz. Estas reglas figuran en los anexos 4.A y 4.B<sup>3</sup>. Contienen directrices generales, por lo que, cuando sea necesario, deberían añadirse otras reglas específicas para cada intercomparación (véanse los capítulos correspondientes de esta Guía).

En otros capítulos de esta Guía se hace referencia a informes de ciertas comparaciones internacionales de la OMM (véanse, por ejemplo, los capítulos 3, 4, 9, 12, 14 y 15 de la parte I). El anexo 4.C contiene una lista de las comparaciones internacionales que han recibido apoyo de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación y que han sido publicadas en la serie de documentos técnicos de la OMM.

Los informes de las comparaciones, sean cuales sean, deberían darse a conocer y ponerse a disposición de toda la comunidad meteorológica.

---

<sup>3</sup> Recomendaciones adoptadas por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su undécima reunión (1994) mediante el anexo a la Recomendación 14 (CIMO-XI) y el anexo IX.

## **ANEXO 4.A. PROCEDIMIENTOS PARA LAS INTERCOMPARACIONES MUNDIALES Y REGIONALES DE INSTRUMENTOS DE LA OMM**

1. Las intercomparaciones de instrumentos y métodos de observación de la OMM deben ser acordadas por el órgano constituyente interesado de la OMM para que puedan ser reconocidas como comparaciones de la OMM.
2. El Consejo Ejecutivo examinará la pertinencia de aprobar la intercomparación y de incluirla en el programa y presupuesto de la OMM.
3. En el caso de que haya necesidad urgente de realizar una intercomparación concreta y esta no se hubiera examinado en la reunión de un órgano constituyente, el presidente del órgano correspondiente podrá someter una propuesta al respecto a la consideración del Presidente de la OMM a efectos de aprobación.
4. Antes de cada intercomparación y en tiempo oportuno, el Secretario General, en cooperación con el presidente de la CIMO y posiblemente con los presidentes de otras comisiones técnicas o asociaciones regionales, o con los directores de programas interesados, deben efectuar una encuesta en cuanto a la posibilidad de que uno o más Miembros actúen como país organizador de la comparación o para conocer el interés de los Miembros en participar en la intercomparación.
5. Cuando un Miembro, como mínimo, haya accedido a actuar como país organizador y un número razonable de Miembros haya expresado su interés en participar en la comparación, el presidente de la CIMO, previa consulta con los directores de los órganos constituyentes interesados, según proceda, debe establecer un comité de organización internacional.
6. Antes de comenzar la intercomparación, el comité de organización debe acordar lo referente a su organización, al menos con respecto a los objetivos principales, el lugar, la fecha y duración de la intercomparación, las condiciones de participación, los métodos de adquisición, el procesamiento y análisis de datos, los planes para la publicación de los resultados, las reglas de la intercomparación y las responsabilidades del país o países organizadores y de los participantes.
7. El organizador debe nombrar un director de proyecto, quien se encargará de la realización correcta de la intercomparación, el análisis de datos y la preparación de un informe final de la intercomparación de acuerdo con el comité de organización. El director de proyecto será miembro *ex officio* del comité de organización.
8. En el caso de que el comité de organización haya decidido realizar la intercomparación en lugares ubicados en diferentes países organizadores, cada uno de estos países debe designar un director local. El comité de organización establecerá las responsabilidades de esos directores y del director de proyecto.
9. Se invita al Secretario General a anunciar la intercomparación proyectada a los Miembros, a la mayor brevedad posible, después de crear el comité de organización. La invitación deberá ir acompañada de información sobre la organización y las reglas de intercomparación convenidas por el comité de organización. Los Miembros participantes deben observar estas reglas.
10. El director de proyecto y, en su caso, el director local, a menos que el comité de organización señale otras disposiciones concretas, gestionará todas las comunicaciones ulteriores entre el país o países organizadores en lo referente a cuestiones de organización.
11. Podrán convocarse, cuando sea necesario, reuniones del comité de organización durante el período que dure la intercomparación.

12. Después de haber concluido la comparación, el comité de organización debe discutir y aprobar los principales resultados del análisis de datos de la intercomparación y formular propuestas para que la comunidad meteorológica aplique los resultados.

13. El informe final de la intercomparación, preparado por el director de proyecto y aprobado por el comité de organización, debe publicarse en la serie de informes de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación.

---

## **ANEXO 4.B. DIRECTRICES PARA LA ORGANIZACIÓN DE LAS INTERCOMPARACIONES DE INSTRUMENTOS DE LA OMM**

### **1. INTRODUCCIÓN**

1.1 Las presentes directrices vienen a completar los procedimientos de las intercomparaciones mundiales y regionales de la OMM sobre instrumentos meteorológicos. Estas directrices presuponen la constitución de un comité de organización internacional para la intercomparación y sirven de orientación a este a efectos de su ejecución. Véase, en particular, el capítulo 12 de la parte I (anexo 12.C).

1.2 No obstante, habida cuenta de que las intercomparaciones presentan ciertas diferencias, las directrices deben considerarse como una comprobación general de tareas. Deben modificarse cuando las circunstancias así lo exijan, teniendo presente que deben regir los criterios de equidad y de validez científica en la realización de las intercomparaciones de la OMM.

1.3 Los informes finales de las otras intercomparaciones de la OMM y los informes de las reuniones de los comités de organización pueden servir de modelo para realizar las intercomparaciones. Estos informes están disponibles en el Departamento de la Vigilancia Meteorológica Mundial de la Secretaría de la OMM.

### **2. OBJETIVOS DE LA INTERCOMPARACIÓN**

El comité de organización debe examinar los resultados que se esperan conseguir de la intercomparación y señalar los posibles problemas concretos. Debe formular una declaración clara y detallada de los principales objetivos de la intercomparación y convenir en los criterios que habrán de aplicarse a la evaluación de los resultados. El comité de organización debe investigar la mejor manera de garantizar el éxito de la intercomparación, utilizando para ella la experiencia adquirida de intercomparaciones anteriores, según corresponda.

### **3. FECHA, LUGAR Y DURACIÓN**

3.1 La Secretaría debe pedir al país organizador que indique al comité de organización el lugar y los medios y servicios que se proponen para la intercomparación (ubicación o ubicaciones, condiciones ambientales y climatológicas, características topográficas principales, etc.). También debe nombrar un director de proyecto<sup>1</sup>.

3.2 El comité de organización debe examinar la idoneidad del lugar y de los medios y servicios propuestos, proponer los cambios que fueran convenientes y convenir en el lugar de celebración y en los servicios que van a utilizarse. El director de proyecto debe preparar seguidamente una descripción completa del lugar y del entorno. El comité de organización, en consulta con el director de proyecto, debe fijar la fecha para comenzar las intercomparaciones, así como su duración.

3.3 El director de proyecto debe proponer una fecha en la que el lugar y sus medios y servicios estén disponibles para la instalación del equipo y en la que sea posible su conexión

---

<sup>1</sup> Cuando se haya seleccionado más de un lugar, deben designarse gestores locales, según proceda. Algunas tareas del director de proyecto que se indican en el presente documento deben delegarse a los directores locales.



con el sistema de adquisición de datos. En el calendario debe reservarse un período de tiempo para verificar y comprobar el equipo y para que los operadores puedan familiarizarse con los procedimientos operativos y de rutina.

#### 4. PARTICIPACIÓN EN LA INTERCOMPARACIÓN

4.1 El comité de organización debe examinar los aspectos técnicos y operativos, las características principales y preferencias ideales, las restricciones, las prioridades y una descripción de los diferentes tipos de instrumentos que van a ser objeto de la intercomparación.

4.2 Solo se deben aceptar, por lo general, los instrumentos en uso operativo o los instrumentos que se estime van a ser utilizados operativamente por los Miembros en un futuro cercano. Incumbe a los Miembros participantes calibrar, antes de la expedición, sus propios instrumentos utilizando para ello los patrones reconocidos y proporcionar los certificados pertinentes de calibración. Se debe pedir a los participantes que proporcionen dos instrumentos idénticos de cada tipo a fin de que los datos sean más fiables. Por lo demás, la participación no debe estar sujeta a esta condición.

4.3 El comité de organización debe preparar un cuestionario minucioso a fin de obtener la información necesaria sobre cada uno de los instrumentos que se presenta a la intercomparación. El director de proyecto proporcionará información más detallada y completará el cuestionario a la mayor brevedad posible. Se pedirá a los participantes que indiquen de manera muy clara las conexiones del equipo y las características de los programas informáticos en su respuesta y que faciliten la documentación pertinente (se puede solicitar a la Secretaría de la OMM una lista de control).

4.4 Seguidamente el presidente del comité de organización debe pedir:

- a) al Secretario General que invite oficialmente a los Miembros (que hayan expresado su interés) a participar en la intercomparación. Dicha invitación debe contener toda la información necesaria sobre las reglas de la intercomparación que haya sido preparada por el comité de organización y el director de proyecto;
- b) al director de proyecto que se ocupe de los contactos ulteriores con los participantes.

#### 5. ADQUISICIÓN DE DATOS

##### 5.1 Instalación del equipo

5.1.1 El comité de organización debe evaluar el diseño propuesto para la instalación de instrumentos preparado por el director de proyecto y convendrá en un diseño para la intercomparación. Se debe poner especial cuidado en elegir un emplazamiento y exposición correctos y adecuados de los instrumentos, teniendo presentes los criterios y las reglas de la OMM y de otras organizaciones internacionales. Se dejara constancia documental de los criterios que se han seguido para elegir el emplazamiento y la exposición.

5.1.2 El director de proyecto, en nombre del comité de organización, debe examinar y aprobar, si las considera aceptables, las peticiones de los participantes en lo referente a la instalación de equipo.

##### 5.2 Patrones y referencias

El país organizador debe hacer cuanto sea necesario para incluir, por lo menos, un instrumento patrón en la intercomparación. La calibración de este instrumento debe atenerse a las

reglas nacionales o internacionales. Debe facilitarse al comité organizador una descripción y especificación de dichas reglas. Si no existen patrones o referencias reconocidos para la variable o variables que han de medirse, el comité de organización debe convenir en un método que determine una referencia para la intercomparación.

### 5.3 **Observaciones y mediciones conexas**

El comité de organización debe formular una lista de las variables meteorológicas y ambientales que deberán medirse y observarse en los emplazamientos en todo el período que dure la intercomparación. Debe, asimismo, preparar un programa de medición de dichas variables y pedir al país organizador que ponga en ejecución este programa. Los resultados del programa se deben consignar en una forma de presentación adecuada para el análisis de la intercomparación.

### 5.4 **Sistema de adquisición de datos**

5.4.1 El país organizador, por lo general, debe facilitar el sistema necesario de adquisición de datos para registrar las señales analógicas, por impulso y digitales (en serie y en paralelo) de los instrumentos participantes. El país organizador debe facilitar al comité de organización una descripción y un diagrama sinóptico de la cadena completa de mediciones. El comité de organización, en consulta con el director de proyecto, debe decidir si se aceptaran en la comparación registros de gráficos analógicos y lecturas de las visualizaciones a efectos de análisis o solo para verificar los aspectos operativos.

5.4.2 El equipo y programa informático del sistema de adquisición de datos debe verificarse antes de que comience la intercomparación y deben tomarse medidas para evitar lagunas en el registro de datos durante ese período.

### 5.5 **Métodos de adquisición de datos**

El comité de organización debe establecer los procedimientos para la adquisición de datos como, por ejemplo, la frecuencia de las mediciones, el muestreo de datos, el cálculo de promedios, la reducción de datos, los formatos de datos, el control de la calidad en tiempo real, etc. Cuando los participantes tengan que elaborar informes de datos durante la intercomparación o cuando estos estén disponibles en forma de registros de datos u observaciones visuales, el comité de organización debe tomar una decisión en lo referente a la responsabilidad de verificar esos datos, el período en el que deben presentarse al director de proyecto y los formatos y soportes que permitirán su almacenamiento en la base de datos del país organizador. Cuando sea posible, deben efectuarse comparaciones directas con el instrumento de referencia.

### 5.6 **Calendario de la intercomparación**

El comité de organización debe elaborar un calendario general para la intercomparación que abarcará las tareas normales y concretas y preparar un cronograma. Ulteriormente, el director de proyecto y su personal deben fijar con más detalle el calendario.

## 6. **PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS DE LOS DATOS**

### 6.1 **Bases de datos y disponibilidad de los datos**

6.1.1 Todos los datos esenciales de la intercomparación, incluidos los meteorológicos y ambientales conexas, se deben almacenar en una base de datos para su ulterior análisis bajo la supervisión del director de proyecto. El comité de organización, en colaboración con el director de proyecto, debe proponer un formato común para todos los datos entre los que figurarán

los comunicados por los participantes durante la intercomparación. El comité de organización debe acordar comprobaciones de la vigilancia en tiempo casi real y del control de la calidad para conseguir una base de datos válida.

6.1.2 Una vez concluida la comparación, el país organizador debe proporcionar a los Miembros participantes que así lo soliciten una serie de datos provenientes del instrumento o instrumentos objeto de la intercomparación. Esta serie de datos debe contener también datos meteorológicos, ambientales y de referencia relacionados.

## 6.2 **Análisis de los datos**

6.2.1 El comité de organización debe proponer un marco para el análisis, proceso de datos y la presentación de los resultados. Debe acordar lo referente a la conversión de datos, los algoritmos de calibración y corrección, y preparar una lista de términos, definiciones, abreviaturas y relaciones (cuando estos difieran de la práctica común aceptada y documentada). Debe elaborar y preparar una descripción global de los métodos estadísticos que habrán de aplicarse en consonancia con los objetivos de la intercomparación.

6.2.2 Cuando no proceda la comparación directa, sincronizada en el tiempo y de instrumentos individuales (por ejemplo, en el caso de separación espacial de los instrumentos que se verifican), se examinará la posibilidad de aplicar métodos de análisis basados en distribuciones estadísticas. Cuando se carezca de instrumento patrón (por ejemplo, para medir la base de las nubes, el MOR, etc.), los instrumentos deben compararse con una referencia relativa, seleccionada entre los instrumentos que se comparan sobre la base del valor de la mediana o del valor modal, teniendo cuidado de excluir los valores no representativos del subconjunto de datos seleccionado.

6.2.3 Cuando haya que proceder a una segunda intercomparación algún tiempo después de haberse efectuado la primera, o en una fase subsiguiente de una intercomparación en curso, los métodos de análisis utilizados y la presentación deben incluir los que se hubieran utilizado en el estudio inicial. Ello no excluye la posibilidad de que se introduzcan nuevos métodos.

6.2.4 Por lo general, el director de proyecto debe encargarse del proceso y análisis de datos. Debe comprobar, lo antes posible, la pertinencia de los procedimientos de análisis seleccionados y, cuando sea necesario, preparar informes provisionales para que los miembros del comité de organización formulen comentarios. Se debe estudiar la posibilidad de introducir cambios cuando estos resulten necesarios en función de los estudios realizados.

6.2.5 Una vez concluida la intercomparación, el comité de organización debe examinar los resultados y análisis preparados por el director de proyecto. Asimismo, debe conceder atención especial a las recomendaciones referentes a la utilización de los resultados de la intercomparación y al contenido del informe final.

## 7. **INFORME FINAL DE LA INTERCOMPARACIÓN**

7.1 El comité de organización debe elaborar un esquema del informe final y pedir al director de proyecto que prepare un informe provisional basado en este esquema.

7.2 El informe final de la intercomparación debe contener, respecto a cada instrumento, un resumen de las características operativas principales y de los factores operativos. Los resultados del análisis estadístico deben presentarse en tablas y gráficos, según corresponda. Debe examinarse la posibilidad de elaborar diagramas de series temporales para los períodos, en los que se dará cuenta de los sucesos de particular importancia. Debe invitarse al país organizador a preparar un capítulo en el que se expondrán la base de datos y los medios y servicios que se han utilizado en el procesamiento, análisis y almacenamiento de datos.

7.3 El comité de organización debe convenir en los procedimientos que habrán de aplicarse para la aprobación del informe final, como por ejemplo:

- a) el director de proyecto preparará el borrador del informe final y lo presentará a todos los miembros del comité de organización y, si así procede, también a los Miembros participantes;
- b) deben remitirse al director de proyecto los comentarios y las enmiendas pertinentes dentro del plazo fijado con copia dirigida al presidente del comité de organización;
- c) cuando solo se propongan enmiendas de menor importancia, el director de proyecto puede encargarse de concluir el informe y expedirlo a la Secretaría de la OMM a efectos de publicación;
- d) si las enmiendas son importantes o si surgen graves problemas que no pueden resolverse por correspondencia, conviene examinar la posibilidad de celebrar otra reunión del comité de organización (el presidente de la CIMO debe ser informado inmediatamente de la situación).

7.4 El comité de organización puede establecer que solo el director de proyecto y su personal puedan presentar los resultados intermedios y finales en las conferencias técnicas.

## 8. **RESPONSABILIDADES**

### 8.1 **Responsabilidades de los participantes**

8.1.1 Los participantes serán plenamente responsables del transporte de todo el equipo que se presente a la intercomparación así como de todos los trámites de importación y exportación y de los gastos derivados de estas operaciones. Se aplicarán procedimientos correctos de importación/exportación a fin de evitar retrasos imputables a estos procedimientos.

8.1.2 Por lo general, los participantes se encargarán de instalar y retirar el equipo bajo la supervisión del director de proyecto, a menos que el país organizador se haya encargado de estas operaciones.

8.1.3 Los participantes facilitarán todos los accesorios necesarios, el equipo de montaje, los cables y conectores de señal y de energía (compatibles con las normas del país organizador), las piezas de repuesto y el equipo no recuperable. Deberán aportar su adaptador cuando requieran un suministro de energía especial o no normalizado. Los participantes facilitarán todas las instrucciones detalladas y manuales que se necesiten para la instalación, el funcionamiento, la calibración y el mantenimiento ordinario del equipo.

### 8.2 **Apoyo del país anfitrión**

8.2.1 El país organizador debe proporcionar a los Miembros participantes, si así lo solicitan, la información necesaria sobre los procedimientos temporales y permanentes de importación y exportación (en el caso de equipo no recuperable). Debe ayudar al desempaqueado y a la instalación del equipo de los participantes y proporcionar salas o armarios para alojar el equipo que ha de ser protegido de las condiciones meteorológicas y para el almacenamiento de piezas de repuesto, manuales, equipo no recuperable, etc.

8.2.2 El país organizador debe facilitar, hasta un nivel razonable, equipo auxiliar o estructuras tales como torres, garitas, bases o apoyos.

8.2.3 Debe facilitarse el suministro necesario de energía eléctrica a todos los instrumentos. Debe informarse a los participantes sobre el montaje y la frecuencia de la red y de su estabilidad.

La conexión de instrumentos con el sistema de adquisición de datos y al suministro de energía eléctrica se efectuará en colaboración con los participantes. Conviene que el director de proyecto se ponga de acuerdo con cada participante en lo relativo al suministro, por cada participante o por el país organizador, de los cables de transmisión de energía eléctrica y de señales de la longitud adecuada (con los conectores apropiados).

8.2.4 El país organizador se encargará de obtener la autorización legal pertinente para efectuar las mediciones en la atmósfera como, por ejemplo, las que se refieren a la utilización de frecuencias, la transmisión de radiación de láser, el cumplimiento de los reglamentos civiles y aeronáuticos, etc. Los participantes presentarán los documentos necesarios a petición del director de proyecto.

8.2.5 El país organizador puede proporcionar información sobre alojamiento, viajes, transporte local, apoyo logístico diario, etc.

### 8.3 **Prestación de asistencia por el país organizador**

8.3.1 El país organizador prestará asistencia operativa ordinaria solamente cuando la larga duración de la comparación justifique la ausencia de los participantes o de sus representantes.

8.3.2 Cuando el país organizador se encargue de la prestación de asistencia operativa, esta debe consistir en:

- a) prestar la asistencia operativa ordinaria respecto a cada instrumento, como, por ejemplo, limpieza, cambio de gráficos y los ajustes habituales que se indican en las instrucciones operativas de los participantes;
- b) verificar los instrumentos diariamente e informar inmediatamente a la persona designada para representar al participante sobre cualquier avería que pueda repararse mediante las operaciones de mantenimiento habitual;
- c) poner máximo empeño en efectuar las verificaciones ordinarias de calibración en forma acorde con las instrucciones concretas del participante.

8.3.3 El director de proyecto debe llevar un libro de registro en el que dejará constancia de los datos sobre el funcionamiento de todo el equipo que participa en la intercomparación. También contendrá notas sobre todo lo que pueda afectar, en el emplazamiento, a la intercomparación, y sobre los sucesos que conciernan al equipo y los que se refieran a este y a los medios y servicios proporcionados por el país organizador.

## 9. **REGLAS APLICABLES DURANTE LA INTERCOMPARACIÓN**

9.1 El director de proyecto se encargará del control global de la intercomparación en nombre del comité de organización.

9.2 No se permitirá introducir cambio alguno en el equipo y los programas informáticos del equipo sin contar con la conformidad del director de proyecto.

9.3 Podrán efectuarse reparaciones menores, como, por ejemplo, la sustitución de fusibles, sin el consentimiento del director de proyecto.

9.4 Las verificaciones de la calibración y la prestación de asistencia operativa al equipo por los participantes, si requieren conocimientos especializados o equipo especial, se autorizarán conforme a los procedimientos previamente establecidos.

9.5 Los problemas que surjan en relación con el equipo del participante se pondrán en conocimiento del director de proyecto.

9.6 El director de proyecto puede fijar un período durante la comparación en el que se hará funcionar el equipo durante intervalos más largos, entre los períodos de mantenimiento normal de rutina, a fin de evaluar su sensibilidad a las condiciones ambientales. Estos mismos plazos ampliados se aplicarán al equipo en su conjunto.

---

## ANEXO 4.C. INFORMES DE COMPARACIONES INTERNACIONALES REALIZADAS BAJO LOS AUSPICIOS DE LA COMISIÓN DE INSTRUMENTOS Y MÉTODOS DE OBSERVACIÓN<sup>1,2</sup>

<i>Tema</i>	<i>Número del informe sobre instrumentos y métodos de observación</i>	<i>Título del informe</i>
Duración de la insolación	16	<i>Radiation and Sunshine Duration Measurements: Comparison of Pyranometers and Electronic Sunshine Duration Recorders of RA VI (Budapest, Hungría, julio a diciembre de 1984), G. Major, WMO/TD-No. 146 (1986).</i>
Radiación	16	<i>Radiation and Sunshine Duration Measurements: Comparison of Pyranometers and Electronic Sunshine Duration Recorders of RA VI (Budapest, Hungría, julio a diciembre de 1984), G. Major, WMO/TD-No. 146 (1986).</i>
Precipitación	17	<i>International Comparison of National Precipitation Gauges with a Reference Pit Gauge (1984), B. Sevruck y W. R. Hamon, WMO/TD-No. 38 (1984).</i>
Radiosondas	28	<i>WMO International Radiosonde Comparison, Phase I (Beaufort Park, Reino Unido, 1984), A. H. Hooper, WMO/TD-No. 174 (1986).</i>
Radiosondas	29	<i>WMO International Radiosonde Intercomparison, Phase II (Wallops Island, Estados Unidos, 4 de febrero a 15 de marzo de 1985), F. J. Schmidlin, WMO/TD-No. 312 (1988).</i>
Radiosondas	30	<i>WMO International Radiosonde Comparison (Reino Unido, 1984/Estados Unidos, 1985), J. Nash y F. J. Schmidlin, WMO/TD-No. 195 (1987).</i>
Altura de la base de las nubes	32	<i>WMO International Ceilometer Intercomparison (Reino Unido, 1986), D. W. Jones, M. Ouldrige y D. J. Painting, WMO/TD-No. 217 (1988).</i>
Humedad	34	<i>WMO Assmann Aspiration Psychrometer Intercomparison (Potsdam, República Democrática Alemana, 1987), D. Sonntag, WMO/TD-No. 289 (1989).</i>
Humedad	38	<i>WMO International Hygrometer Intercomparison (Oslo, Noruega, 1989), J. Skaar, K. Hegg, T. Moe y K. Smedstud, WMO/TD-No. 316 (1989).</i>
Radiosondas	40	<i>WMO International Radiosonde Comparison, Phase III (Dzhambul, Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas, 1989), A. Ivanov, A. Kats, S. Kurnosenko, J. Nash y N. Zaitseva, WMO/TD-No. 451 (1991).</i>
Visibilidad	41	<i>The First WMO Intercomparison of Visibility Measurements (Reino Unido, 1988/1989), D. J. Griggs, D. W. Jones, M. Ouldrige y W. R. Sparks, WMO/TD-No. 401 (1990).</i>
Radiación	43	<i>First WMO Regional Pyrhelimeter Comparison of RA II and RA V (Tokio, Japón, 23 de enero a 4 de febrero de 1989), Y. Sano, WMO/TD-No. 308 (1989).</i>
Radiación	44	<i>First WMO Regional Pyrhelimeter Comparison of RA IV (Ensenada, México, 20 a 27 de abril de 1989), I. Galindo, WMO/TD-No. 345 (1989).</i>
Presión	46	<i>The WMO Automatic Digital Barometer Intercomparison (De Bilt, Países Bajos, 1989 a 1991), J. P. van der Meulen, WMO/TD-No. 474 (1992).</i>

<sup>1</sup> Los informes más recientes pueden consultarse en el siguiente enlace: <http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications-IOM-series.html>.

<sup>2</sup> La OMM distribuye también los informes de las intercomparaciones internacionales de pirheliómetros de la OMM que se efectúan cada cinco años bajo la dirección del Centro radiométrico mundial de Davos (Suiza).



<i>Tema</i>	<i>Número del informe sobre instrumentos y métodos de observación</i>	<i>Título del informe</i>
Radiación	53	<i>Segunda Comparación Regional de la OMM de Pirheliómetros Patrones Nacionales AR III</i> (Buenos Aires, Argentina, 25 de noviembre a 13 de diciembre de 1991), M. Ginzburg, OMM/DT-N° 572 (1992).
Radiosondas	59	<i>WMO International Radiosonde Comparison, Phase IV</i> (Tsukuba, Japón, 15 de febrero a 12 de marzo de 1993), S. Yagi, A. Mita y N. Inoue, WMO/TD-No. 742 (1996).
Viento	62	<i>WMO Wind Instrument Intercomparison</i> (Mont Aigoual, Francia, 1992-1993), P. Gregoire y G. Oualid, WMO/TD-No. 859 (1997).
Radiación	64	<i>Tercera Comparación Regional de la OMM de Pirheliómetros Patrones Nacionales de la AR III – Informe Final</i> (Santiago, Chile, 24 de febrero a 7 de marzo de 1997), M. V. Muñoz, OMM/DT-N° 861 (1997).
Precipitación	67	<i>WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison – Final Report</i> , B. E. Goodison, P. Y. T. Louie y D. Yang, WMO/TD-No. 872 (1998).
Tiempo presente	73	<i>WMO Intercomparison of Present Weather Sensors/Systems – Final Report</i> (Canadá y Francia, 1993 a 1995), M. Leroy, C. Bellevaux y J. P. Jacob, WMO/TD-No. 887 (1998).
Radiosondas	76	<i>Executive Summary of the WMO Intercomparison of GPS Radiosondes</i> (Alcantãra, Maranhão, Brasil, 20 de mayo a 10 de junio de 2001), R. B. da Silveira, G. Fisch, L. A. T. Machado, A. M. Dall'Antonia Jr., L. F. Sapucci, D. Fernandes y J. Nash, WMO/TD-No. 1153 (2003).
Radiosondas	83	<i>WMO Intercomparison of Radiosonde Systems</i> (Vacoas, Mauricio, 2 a 25 de febrero de 2005), J. Nash, R. Smout, T. Oakley, B. Pathack y S. Kurnosenko, WMO/TD-No. 1303 (2006).
Intensidad de lluvia	84	<i>WMO Laboratory Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges – Final Report</i> (Francia, Países Bajos, Italia, septiembre de 2004 a septiembre de 2005), L. Lanza, L. Stagi, M. Leroy, C. Alexandropoulos y W. Wauben, WMO/TD-No. 1304 (2006).
Humedad	85	<i>WMO Radiosonde Humidity Sensor Intercomparison – Informe final de la Fase I y de la Fase II. Fase I: Federación de Rusia, 1995 a 1997. Fase II: Estados Unidos, 8 a 26 de septiembre de 1995. Fase I: A. Balagurov, A. Kats y N. Krestyannikova, Fase II: F. Schmidlin, WMO/TD-No. 1305 (2006).</i>
Radiosondas	90	<i>WMO Intercomparison of GPS Radiosondes – Final Report</i> (Alcantãra, Brasil, 20 de mayo a 10 de junio de 2001), R. da Silveira, G. F. Fisc, L. A. Machado, A. M. Dall'Antonia Jr., L. F. Sapucci, D. Fernandes, R. Marques y J. Nash, WMO/TD-No. 1314 (2006).
Pirheliómetros	91	<i>International Pyrheliometer Comparison – Final Report</i> (Davos, Suiza, 26 de septiembre a 14 de octubre de 2005), W. Finsterle, WMO/TD-No. 1320 (2006).
Pirheliómetros	97	<i>Second WMO Regional Pyrheliometer Comparison of RA II</i> (Tokio, Japón, 22 de enero a 2 de febrero de 2007), H. Sasaki, WMO/TD-No. 1494 (2009).
Piranómetros	98	<i>Sub-Regional Pyranometer Intercomparison of the RA VI members from South-Eastern Europe</i> (Split, Croacia, 22 de julio a 6 de agosto de 2007), K. Premec, WMO/TD-No. 1501 (2009).
Intensidad de lluvia	99	<i>WMO Field Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges</i> (Vigna di Valle, Italia, octubre de 2007 a abril de 2009), E. Vuerich, C. Monesi, L. Lanza, L. Stagi y E. Lanzinger, WMO/TD-No. 1504 (2009).

<i>Tema</i>	<i>Número del informe sobre instrumentos y métodos de observación</i>	<i>Título del informe</i>
Garitas meteorológicas y humedad	106	<i>WMO Field Intercomparison of Thermometer Screens/Shields and Humidity Measuring Instruments</i> (Ghardaïa, Argelia, noviembre de 2008 a octubre de 2009), M. Lacombe, D. Bousri, M. Leroy y M. Mezred, WMO/TD-No. 1579 (2011).
Radiosondas	107	<i>WMO Intercomparison of High Quality Radiosonde Systems</i> (Yangjiang, China, 12 de julio a 3 de agosto de 2010), J. Nash, T. Oakley, H. Vömel y Li Wei, WMO/TD-No. 1580 (2011).
Pirheliómetros	108	<i>WMO International Pyrheliometer Comparison – Final Report</i> (Davos, Suiza, 27 de septiembre a 15 de octubre de 2010), W. Finsterle (2011), <a href="http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-108_IPC-XI_Davos.pdf">http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-108_IPC-XI_Davos.pdf</a> .
Pirheliómetros	112	<i>Baltic Region Pyrheliometer Comparison 2012</i> (Norrköping, Suecia, 21 de mayo a 1 de junio de 2012), T. Carlund (2013).
Pirheliómetros	113	<i>Third WMO Regional Pyrheliometer Comparison of RA II</i> (Tokio, Japón, 23 de enero a 3 de febrero de 2012), N. Ohkawara, H. Tatsumi, O. Ljima, H. Koide, S. Yamada (2013), <a href="http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-113_RA-II-RPC-2012.pdf">http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-113_RA-II-RPC-2012.pdf</a> .

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Comisión Electrotécnica Internacional, 2002: *Classification of Environmental Conditions – Part 1: Environmental Parameters and their Severities*, IEC 60721-1. Ginebra.
- Comité Conjunto para las Guías de Metrología, 2012: *Vocabulario Internacional de Metrología. Conceptos fundamentales y generales, y términos asociados (VIM)*. JCGM 200:2012.
- Hoehne, W. E., 1971: *Standardizing Functional Tests*. Memorando técnico de la NOAA, NWS T&EL-12, Departamento de Comercio de Estados Unidos, Sterling, Virginia.
- , 1972: “Standardizing functional tests”, en *Preprints of the Second Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*. Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, págs. 161 a 165.
- , 1977: *Progress and Results of Functional Testing*. Memorando técnico de la NOAA, NWS T&EL-15, Departamento de Comercio de Estados Unidos, Sterling, Virginia.
- Organización Internacional de Normalización, 1999: *Sampling Procedures for Inspection by Attributes. Part 1: Sampling Schemes Indexed by Acceptable Quality Limit (AQL) for Lot-by-Lot Inspection*. ISO 2859-1:1999. Ginebra.
- , 2013: *Sampling Procedures for Inspection by Variables. Part 1: Specification for Single Sampling Plans Indexed by Acceptance Quality Limit (AQL) for Lot-by-Lot Inspection for a Single Quality Characteristic and a Single AQL*. ISO 3951-1:2013. Ginebra.
- Organización Internacional de Normalización/Comisión Electrotécnica Internacional, 2005: *Requisitos generales para la competencia de los laboratorios de ensayo y de calibración*. ISO/IEC 17025:2005/Cor.1:2006. Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1989: *Analysis of Instrument Calibration Methods Used by Members* (H. Doering). Instruments and Observing Methods Report No. 45 (WMO/TD-No. 310). Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial/Consejo Internacional de Uniones Científicas, 1986: *Revised Instruction Manual on Radiation Instruments and Measurements* (C. Fröhlich and J. London, eds.). World Climate Research Programme Publications Series No. 7 (WMO/TD No. 149). Ginebra.
- Servicio Meteorológico Nacional de Estados Unidos de América, 1980: *Natural Environmental Testing Criteria and Recommended Test Methodologies for a Proposed Standard for National Weather Service Equipment*. Departamento de Comercio de Estados Unidos, Sterling, Virginia.
- , 1984: *NWS Standard Environmental Criteria and Test Procedures*. Departamento de Comercio de Estados Unidos, Sterling, Virginia.
-

## ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 5. CAPACITACIÓN DE ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS .....	1265
5.1 Introducción .....	1265
5.1.1 Generalidades .....	1265
5.1.2 Transferencia de tecnología .....	1265
5.1.3 Aplicación a todos los usuarios de instrumentos meteorológicos.....	1266
5.2 Formación adecuada a las necesidades operativas.....	1266
5.2.1 Teoría y práctica.....	1266
5.2.2 Adecuación de los conocimientos prácticos a las tareas .....	1266
5.2.3 Clasificación del personal de la OMM .....	1267
5.3 Algunos principios generales de formación.....	1267
5.3.1 Aspectos de política de gestión.....	1267
5.3.1.1 Plan de personal .....	1267
5.3.1.2 Conservación del personal.....	1267
5.3.1.3 Desarrollo de personal .....	1267
5.3.1.4 Formación equilibrada .....	1268
5.3.2 Fines y objetivos de los programas de formación .....	1268
5.3.2.1 Para los directivos .....	1268
5.3.2.2 Para los instructores .....	1268
5.3.2.3 Para los instructores y especialistas en instrumentos .....	1268
5.3.3 Formación orientada a la calidad .....	1269
5.3.4 El aprendizaje.....	1270
5.3.4.1 El entorno de aprendizaje .....	1270
5.3.4.2 Principios importantes .....	1270
5.3.4.3 Cambio de método.....	1271
5.3.5 Desarrollo de aptitudes personales.....	1272
5.3.6 Formación con fines de gestión.....	1272
5.3.7 Una ocupación vitalicia.....	1272
5.3.7.1 Tres fases de formación.....	1272
5.3.7.2 Formación preparatoria .....	1273
5.3.7.3 Formación de especialización .....	1273
5.3.7.4 Formación de actualización .....	1273
5.4 El proceso de formación .....	1273
5.4.1 La función del instructor .....	1273
5.4.2 Análisis de tareas .....	1273
5.4.3 Planificación de la sesión de formación .....	1274
5.4.4 Efectividad de la formación .....	1276
5.4.4.1 Formación basada en objetivos.....	1276
5.4.4.2 Evaluación de la formación .....	1276
5.4.4.3 Tipos de evaluación.....	1276
5.4.4.4 Formación para instructores .....	1277
5.4.5 Métodos y medios de formación.....	1277
5.4.6 Lecciones por televisión .....	1282
5.4.7 Programas de video .....	1282
5.5 Recursos de formación .....	1282
5.5.1 Instituciones de formación.....	1283
5.5.1.1 Instituciones nacionales de educación y formación .....	1283
5.5.1.2 Papel desempeñado en la formación por los Centros Regionales de Instrumentos de la OMM .....	1283
5.5.1.3 Papel desempeñado en la formación por los Centros Regionales de Instrumentos Marinos de la OMM/COI .....	1283
5.5.2 Recursos de formación de la OMM.....	1284
5.5.2.1 Programas de enseñanza y formación de la OMM .....	1284
5.5.2.2 Encuesta de la OMM sobre necesidades de formación .....	1284
5.5.2.3 Publicaciones de la OMM sobre enseñanza y formación.....	1284
5.5.2.4 Biblioteca de formación de la OMM.....	1284
5.5.2.5 Publicaciones de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación .....	1285
5.5.2.6 Oportunidades especiales de formación patrocinadas por la OMM ..	1285

	<i>Página</i>
5.5.3 Otras oportunidades de formación. ....	1285
5.5.3.1 Formación técnica en otros países . . . . .	1285
5.5.3.2 Formación impartida por los fabricantes de equipo. . . . .	1285
5.5.3.3 Programas científicos internacionales. . . . .	1286
5.5.3.4 Intercomparaciones internacionales de instrumentos patrocinadas por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación. . . . .	1286
5.5.4 Asignaciones presupuestarias para formación . . . . .	1286
5.5.4.1 Rentabilidad. . . . .	1287
5.5.4.2 Costos directos e indirectos . . . . .	1287
ANEXO. CENTROS REGIONALES DE FORMACIÓN. . . . .	1289
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA . . . . .	1291

## **CAPÍTULO 5. CAPACITACIÓN DE ESPECIALISTAS EN INSTRUMENTOS**

### **5.1 INTRODUCCIÓN**

#### **5.1.1 Generalidades**

La ciencia y las aplicaciones de la meteorología están basadas en series continuas de mediciones efectuadas mediante instrumentos y sistemas cada vez más sofisticados. Por ello, el presente capítulo está dedicado a la formación de los especialistas que se encargan de la planificación, especificación, diseño, instalación, calibración, mantenimiento y aplicación de instrumentos de medición meteorológica y de sistemas de teledetección. Está pensado para los directores técnicos e instructores y, desde luego, también para los propios especialistas en instrumentos que deseen avanzar en su profesión.

La formación de personal es esencial para poder disponer de las tecnologías necesarias y apropiadas en todos los países, de modo que el Sistema Mundial de Observación de la Organización Meteorológica Mundial pueda producir oportunamente, con un buen aprovechamiento de costos, datos con una calidad buena y uniforme. Sin embargo, se requiere algo más que un buen manejo técnico de los instrumentos. La meteorología moderna necesita tecnólogos que puedan realizar también tareas de planificación y gestión de proyectos, que tengan conocimientos de telecomunicaciones y procesamiento de datos, que puedan preconizar soluciones técnicas efectivas, y que tengan aptitudes en materia de presupuestos financieros y de dirección de personal. Por ello, los programas de formación destinados a los más capaces especialistas en instrumentos o ingenieros de sistemas de instrumentos meteorológicos deberían ser de amplio alcance e incluir el desarrollo de aptitudes y la gestión de personal, así como un buen conocimiento de la tecnología moderna.

Bajo los auspicios de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), se han creado en muchos países Centros Regionales de Formación (CRF), muchos de los cuales ofrecen formación sobre diversos aspectos de la utilización y gestión de instrumentos y de sistemas de instrumentos. El anexo del presente capítulo contiene una lista de los CRF. En muchos lugares se han creado también Centros Regionales de Instrumentos (CRI) y Centros Regionales de Instrumentos Marinos (CRIM), algunos de los cuales pueden impartir formación. Su ubicación y sus funciones se indican en capítulo 1 de la parte I (anexo 1.A) y en el capítulo 4 de la parte II (anexo 4.A), y se examinan sucintamente en las secciones 5.5.1.2 y 5.5.1.3, respectivamente.

#### **5.1.2 Transferencia de tecnología**

La formación es una parte esencial de la transferencia de tecnología, entendida como un proceso progresivo de puesta en servicio de nuevos recursos técnicos para mejorar la calidad y reducir los costos de funcionamiento. Los nuevos recursos requieren nuevas aptitudes para llevar a término el proceso introductorio y para llevar adelante las actividades operativas y de mantenimiento. Esta dimensión humana es más importante en lo relativo a la creación de capacidad que en lo concerniente al material técnico.

Dado que la meteorología es una disciplina de ámbito mundial, la diferencia tecnológica existente entre países desarrollados y en desarrollo es una de las cuestiones que suscita la transferencia de tecnología. La aportación de estrategias, programas y recursos de formación efectivos que fomenten la creación de infraestructuras técnicas autónomas, así como la capacitación de las personas en los países en desarrollo, son objetivos que hay que tener constantemente presentes.

### 5.1.3 **Aplicación a todos los usuarios de instrumentos meteorológicos**

El presente capítulo está dedicado a la formación, principalmente en relación con los Servicios Hidrometeorológicos Nacionales. Sin embargo, los principios en que se basa sirven también para cualquier otra organización que realice mediciones meteorológicas, tanto si imparte directamente la formación a su personal como si tiene previsto contratar personal adecuadamente cualificado. Al igual que en todas las ciencias de observación, la formación reporta beneficios evidentes, tanto para conseguir procedimientos de medición normalizados como para utilizar y cuidar del equipo de la mejor manera posible.

## 5.2 **FORMACIÓN ADECUADA A LAS NECESIDADES OPERATIVAS**

### 5.2.1 **Teoría y práctica**

Las mediciones efectuadas mediante sistemas de instrumentos sirven para detectar, basándose en principios físicos (por ejemplo, la dilatación térmica del mercurio), las variables atmosféricas, y expresarlas en una forma normalizada conveniente para el usuario: por ejemplo, mediante una curva de un gráfico, o mediante una señal eléctrica enviada a una estación meteorológica automática. Los conocimientos teóricos en que se base el proceso de medición deberán incluir también el acoplamiento del instrumento a la magnitud que se está midiendo (es decir, la representación o "exposición") y los errores instrumentales y observacionales que acompañan a toda medición. Frecuentemente, los datos básicos de la medición se procesan y codifican después en formas más o menos complejas para las que se requieren también conocimientos teóricos (por ejemplo, para reducir la presión atmosférica al nivel medio del mar, o para los mensajes de altitud obtenidos del vuelo de una radiosonda).

La realización de la medición está basada también en conocimientos prácticos sobre la manera de instalar y preparar el instrumento para efectuar una medición estandarizada; sobre la manera de utilizarlo con precisión y en condiciones de seguridad; y sobre la manera de efectuar posteriormente cálculos o procesos de codificación con un mínimo de errores.

Así, los aspectos teóricos y prácticos están íntimamente vinculados a la obtención de datos de medición de calidad conocida, y el personal que participa en la utilización y gestión de los sistemas de instrumentos necesita conocimientos teóricos y prácticos adecuados a la complejidad e importancia de su trabajo. Los ingenieros que diseñan o mantienen sistemas de instrumentos complejos necesitan un nivel especialmente alto de formación teórica y práctica.

### 5.2.2 **Adecuación de los conocimientos prácticos a las tareas**

Las organizaciones tienen que asegurarse de que las calificaciones y aptitudes de sus empleados o subcontratados, así como su número (y, consiguientemente, la formación), se corresponden con la diversidad de tareas que se efectúan. Así, por ejemplo, el nivel de formación necesario para leer la temperatura del aire en una pantalla Stevenson es de los más elementales, mientras que para especificar, instalar, utilizar y mantener estaciones meteorológicas automáticas, receptores de imágenes de satélites meteorológicos y radares se necesita un nivel de formación teórica y práctica mucho más alto.

Por consiguiente, resulta útil aplicar un sistema de clasificación de los niveles de preparación teórica necesarios para las distintas tareas, tanto a efectos de contratación como de formación. Los grados de titulación de la enseñanza técnica en los distintos países constituirán un punto de referencia importante. Para ayudar a la comunidad internacional a conseguir una calidad uniforme en el acopio y procesamiento de sus datos meteorológicos, la OMM recomienda su propia clasificación de personal, en función de las tareas que se espera que cada uno desempeñe con competencia.



### 5.2.3 **Clasificación del personal de la OMM**

El sistema de clasificación de la OMM<sup>1</sup> define dos grandes categorías de personal: profesionales con titulación superior universitaria o equivalente y técnicos (OMM, 2001). En el caso del personal de meteorología e hidrología, estas categorías se definen como sigue: meteorólogo y técnico en meteorología, e hidrólogo y técnico en hidrología, respectivamente. En el programa de estudios recomendado para cada categoría, una parte considerable está dedicada a los instrumentos y métodos de observación correspondientes al tipo de educación, formación y responsabilidades deseados a ese nivel. La clasificación de personal de la OMM marca también directrices sobre el tipo de trabajo y la preparación teórica y práctica requerida para los especialistas en instrumentos. En la sección 7.3 de OMM (2001) figura un ejemplo de las competencias exigidas, mientras que en OMM (2002) se ofrecen modelos de programas de estudio detallados para la formación inicial y la especialización del personal meteorológico. Ello permite una definición e interpretación apropiadas de los programas de estudios y cursos de formación, a la vez que ayuda a definir carencias en materia de especialización y a desarrollar recursos técnicos nacionales equilibrados.

## 5.3 **ALGUNOS PRINCIPIOS GENERALES DE FORMACIÓN**

### 5.3.1 **Aspectos de política de gestión**

#### 5.3.1.1 ***Plan de personal***

Es importante que los Servicios Meteorológicos Nacionales cuenten con un plan de personal que incluya especialistas en instrumentos, reconociendo su utilidad para la planificación, desarrollo y mantenimiento de programas de observación del tiempo adecuados y eficaces en términos de costo. En dicho plan figurarían todos los especialistas en instrumentos empleados en los distintos niveles de cualificación (OMM, 2001). Se determinarían también las insuficiencias funcionales y las necesidades de contratación y de formación.

#### 5.3.1.2 ***Conservación del personal***

Debería hacerse todo lo posible por conservar a los técnicos en instrumentación, difíciles de conseguir, creando un entorno de trabajo estimulante desde el punto de vista técnico, que brinde oportunidades para mejorar profesionalmente, y sueldos comparables a los de otras especialidades técnicas, tanto dentro como fuera del Servicio Meteorológico.

#### 5.3.1.3 ***Desarrollo de personal***

La formación debería formar parte integral del plan de personal. La introducción de nuevas tecnologías y dotación de equipo conllevan nuevos conocimientos técnicos. Los nuevos empleados necesitarán una formación adaptada a su experiencia anterior, y las insuficiencias funcionales pueden compensarse también mejorando las aptitudes de otros empleados. Este tipo de formación ofrece también horizontes profesionales. Es conveniente que el departamento de formación mantenga un “perfil profesional” de cada empleado, en el que se indique su nivel de formación, sus cualificaciones y su trayectoria profesional, con el fin de planificar el desarrollo de personal de manera organizada.

<sup>1</sup> Sistema de clasificación de la OMM aprobado por el Consejo Ejecutivo en su 50ª reunión (1998) y ratificado por el Congreso Meteorológico Mundial en su decimotercera reunión (1999).

### 5.3.1.4 **Formación equilibrada**

Los programas nacionales de formación deberían estar orientados a conseguir un equilibrio entre los conocimientos de todas las clases de especialistas, dedicando suficiente atención a las fases de preparación, perfeccionamiento y reciclado del proceso de formación, de modo que se obtenga una infraestructura técnica autosuficiente.

### 5.3.2 **Fines y objetivos de los programas de formación**

A fin de conseguir el máximo beneficio de la formación, es esencial tener fines claros y objetivos específicos en los que basar los planes de formación, los programas de estudios y los gastos. Algunos fines y objetivos estratégicos que cabría considerar para la formación de especialistas en instrumentos se reseñan a continuación.

#### 5.3.2.1 **Para los directivos**

Las funciones de gestión para la formación de especialistas en instrumentos deberían responder a los siguientes fines:

- a) mejorar y mantener la calidad de la información en todos los programas de observación meteorológica;
- b) dotar a los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales (SMHN) de autosuficiencia en cuanto al conocimiento y la especialización requeridos para una planificación, ejecución y funcionamiento efectivos de los programas de acopio de datos meteorológicos; y prepararlos para el desarrollo de servicios de mantenimiento que aseguren una fiabilidad, exactitud y economía máximas de los sistemas de instrumentos;
- c) obtener un aprovechamiento máximo del capital invertido en sistemas de instrumentos, a lo largo del período de vida económicamente óptimo.

#### 5.3.2.2 **Para los instructores**

La planificación de los cursos de formación debería estar orientada a:

- a) proporcionar programas de formación equilibrados que respondan a las necesidades definidas por los países de cada región en cuanto a especialización, para las distintas categorías de trabajo;
- b) conseguir una transferencia de conocimientos efectiva y una mejora de las aptitudes en los Servicios Meteorológicos Nacionales, gracias a la presencia de tutores adecuadamente cualificados, medios de formación apropiados, y métodos de aprendizaje efectivos;
- c) establecer procedimientos de evaluación e informe apropiados que permitan vigilar la efectividad de la formación;
- d) impartir formación, con el mínimo costo necesario.

#### 5.3.2.3 **Para los instructores y especialistas en instrumentos**

Los objetivos generales de la formación consisten en equipar a los especialistas en instrumentos y a los ingenieros (con arreglo a sus distintas categorías de formación y de experiencia), a fin de:

- a) apreciar la utilidad, el valor y la exactitud deseable de todas las mediciones efectuadas mediante instrumentos;

- b) comprender y aplicar los principios en que se basa el emplazamiento de los instrumentos y de sus recintos, con objeto de producir conjuntos de datos representativos, homogéneos y compatibles;
- c) adquirir los conocimientos y aptitudes necesarios para efectuar instalaciones, ajustes y reparaciones, y proporcionar un servicio de mantenimiento que asegure la máxima fiabilidad, exactitud y economía de los instrumentos y sistemas meteorológicos;
- d) ser capaces de diagnosticar averías de manera razonada y rápida a partir de los síntomas observados, y de averiguar y rectificar sistemáticamente sus causas;
- e) comprender las causas de los errores en las mediciones, y ser competentes en la utilización de los patrones de instrumentos y de los procedimientos de calibración, a fin de minimizar los errores sistemáticos;
- f) mantenerse al corriente de las nuevas tecnologías y de su aplicación apropiada, y adquirir nuevos conocimientos y aptitudes mediante cursos especiales y de repaso;
- g) planificar y diseñar redes de acopio de datos, y gestionar presupuestos y personal técnico;
- h) gestionar proyectos que conlleven un volumen importante de recursos financieros, equipo y personal, y una gran complejidad técnica;
- i) modificar, mejorar, diseñar y construir instrumentos para fines específicos;
- j) diseñar y aplicar sistemas y programas de computadora y de telecomunicaciones para el control de las mediciones, para el procesamiento de datos en bruto de los instrumentos y su conversión en otras formas, y para la transmisión de mensajes cifrados.

### 5.3.3 Formación orientada a la calidad

El acopio de datos meteorológicos es una actividad compleja y costosa que conlleva la utilización de recursos humanos y materiales, comunicaciones y computación. Es necesaria para optimizar los beneficios de la información obtenida con una incidencia mínima de los costos y de la mano de obra.

El acopio de datos de calidad tiene por objeto mantener el flujo de datos instrumentales representativos, exactos y puntuales a los centros nacionales de procesamiento de datos meteorológicos, con un costo mínimo. En todas las etapas de la formación técnica debería hacerse comprender que todos los empleados pueden influir en la calidad del producto final. La disciplina de gestión total de la calidad (Walton, 1986; Imai, 1986) toma en cuenta todas las circunstancias que acompañan a la medición (aplicaciones, procedimientos, instrumentos y personal) en la medida en que puedan afectar a la calidad. En la gestión total de la calidad, la actividad de acopio de datos se estudia como un sistema o una serie de procesos. Se cuantifican los elementos cruciales de cada proceso (por ejemplo, el retardo temporal), y se define estadísticamente la variación durante el proceso. Mediante el empleo de medios para la resolución de problemas, un pequeño equipo de personas conocedoras del proceso reduce la variación durante el proceso y mejora de ese modo la calidad. Los procesos se perfeccionan continuamente mediante mejoras incrementales.

En OMM (1990) se expone una lista de comprobación de factores clasificada en términos de:

- a) contratación y formación de personal;
- b) especificación, diseño y desarrollo de equipo;
- c) instalación de equipo;

- d) mantenimiento;
- e) calibración de instrumentos.

Todos estos factores influyen en la calidad de los datos desde el punto de vista del experto en instrumentos. Pueden servir a los directivos para examinar áreas de su competencia e identificar puntos débiles, mediante la inclusión en los cursos de formación de conceptos de gestión total de la calidad, y a los individuos para tener presentes aquellos aspectos en que sus conocimientos y aptitudes contribuirían a la calidad final de los datos.

La Organización Internacional de Normalización (ISO) contempla posibles sistemas de calidad formales, definidos mediante el grupo de especificaciones ISO 9000 (ISO, 2005, 2008, 2009 y 2011), que permiten a las organizaciones que auditores externos certifiquen la calidad de esos procesos de producción y de sus servicios a los clientes. Estos sistemas de calidad dependen en gran medida de la formación que se imparta en técnicas de gestión de calidad.

### 5.3.4 **El aprendizaje**

#### 5.3.4.1 ***El entorno de aprendizaje***

El aprendizaje es un proceso distinto para cada persona, vinculado a las necesidades e intereses de cada individuo. Las personas se sienten motivadas para aprender cuando esperan obtener alguna recompensa, por ejemplo, un aumento de sueldo. Sin embargo, la satisfacción en el trabajo, la implicación y la satisfacción personal, una cierta sensación de poder o de influencia, y el reconocimiento recibido de los colegas y de los superiores son también móviles importantes. Estos incentivos se consiguen mediante un mayor rendimiento laboral y unas mejores relaciones con los demás en el ambiente de trabajo.

El aprendizaje es un proceso activo en el que el estudiante reacciona al medio y a las actividades de formación. La implicación mental, física y emocional del estudiante da lugar a cambios del comportamiento. Una tensión excesiva, mental o emocional durante el aprendizaje será contraproducente.

Los instructores y los directivos deberían procurar estimular y alentar el aprendizaje, creando un entorno material y psicológico favorable, y proporcionando experiencias y métodos apropiados que fomenten el aprendizaje. Los estudiantes deberían sentirse a gusto y cómodos en el entorno de aprendizaje, y carecer de distracciones. El "clima psicológico" puede resultar afectado por la motivación del estudiante, por el comportamiento y el vocabulario del enseñante, por la consolidación de conocimientos adquiridos anteriormente, por el miedo a las situaciones embarazosas y al ridículo, por la existencia de una atmósfera de confianza, y por la selección de los métodos de enseñanza.

#### 5.3.4.2 ***Principios importantes***

Entre los principios importantes para la formación se cuentan los siguientes:

- a) *Buena disposición*: el aprendizaje será más rápido si el estudiante está bien dispuesto, interesado y desea aprender.
- b) *Objetivos*: los objetivos de la formación (incluidos los resultados esperados) deberían estar claros tanto para los responsables como para los participantes.
- c) *Participación*: el aprendizaje es más efectivo si los estudiantes se afanan por obtener soluciones y actúan por sí mismos, en lugar de recibir pasivamente las respuestas o limitarse a demostrar conocimientos.
- d) *Asociación*: el aprendizaje debería vincularse a experiencias anteriores, poniendo de relieve las semejanzas y las diferencias.

- e) *Ritmo de aprendizaje*: el ritmo de aprendizaje debería adecuarse a las posibilidades de cada uno (confirmadas mediante pruebas); el aprendizaje tiende a ser mejor si se distribuye a lo largo de varias sesiones cortas, en lugar de una larga.
- f) *Reforzamiento*: la realización y repetición de ejercicios útiles facilitarán el aprendizaje.
- g) *Intensidad*: las experiencias intensas, vívidas o impresionantes cautivan la imaginación y causan mayor efecto.
- h) *Efectividad*: las experiencias satisfactorias ayudan más a aprender que las comprometidas o molestas; la aprobación estimula el aprendizaje.
- i) *Apoyo*: el supervisor del enseñante deberá prestar todo su apoyo a la formación y ser capaz de mantenerlo e intensificarlo.
- j) *Planificación y evaluación*: la formación debería planificarse, realizarse y evaluarse sistemáticamente, en el contexto de las necesidades de la organización.

#### 5.3.4.3 **Cambio de método**

Los distintos integrantes de un grupo aprenderán a ritmos diferentes. Algunos métodos de formación (véase la sección 5.4) se adecuarán mejor a ciertas personas que otros, y serán más efectivos en circunstancias diferentes. El empleo de métodos y recursos de formación diversificados ayudará al grupo a aprender más rápidamente.

Ciertas investigaciones (Moss, 1987) indican que los conocimientos se adquieren a través de los sentidos como sigue:

- a) vista (83%);
- b) oído (11%);
- c) otros sentidos (6%).

Sin embargo, como mejor aprendemos es realizando la tarea. En términos generales, los métodos o medios de formación se clasifican, de mayor a menor efectividad, en:

- a) experiencia real;
- b) experiencia práctica simulada;
- c) demostraciones y discusiones;
- d) modelos físicos y textos;
- e) películas, videos, animación por computadora;
- f) gráficos, diagramas, fotografías;
- g) textos escritos;
- h) conferencias.

Naturalmente, estos métodos pueden utilizarse de manera combinada. Una buena conferencia puede ir acompañada de algunos de los otros métodos.

Los métodos de educación tradicionales se basan en gran medida en la palabra hablada y escrita, pero la evidencia indica que la experiencia visual y práctica es mucho más efectiva.

La formación de especialistas en instrumentos puede beneficiarse de una enorme diversidad de métodos y de medios. Los aspectos teóricos de la medición y el diseño de instrumentos se enseñan mediante conferencias basadas en textos y fórmulas, con el apoyo de gráficos y diagramas. La utilización, mantenimiento y calibración de los sistemas de instrumentos puede aprenderse mediante el empleo de fotografías con textos, películas o videos que muestren los ajustes manuales; por medio de modelos desmontables; a través de demostraciones; y, en última instancia, de la experiencia práctica con sistemas en funcionamiento. Las prácticas o formas de utilización peligrosas pueden enseñarse por simulación.

### 5.3.5 **Desarrollo de aptitudes personales**

Un grupo de ingenieros en sistemas de instrumentos meteorológicos necesita personas no solo técnicamente capacitadas, sino que tengan también conocimientos amplios y sean capaces de expresarse y escribir con propiedad. Una buena comunicación personal es necesaria como apoyo y justificación de los programas técnicos y, particularmente, en puestos de dirección. Los buenos tecnólogos deberían recibir formación a fin de poder desempeñar un papel más importante en las decisiones que afecten al desarrollo de su Servicio Meteorológico.

Los empleados de formación técnica y conocimientos prácticos y manuales tienden a expresarse peor verbalmente y por escrito. En el examen anual de rendimiento del personal, los directivos deberían señalar las oportunidades que permitirían a esas personas mejorar su capacidad personal mediante la asistencia a cursos especiales, por ejemplo, de comunicación con el público, negociación, redacción de cartas e informes, o seguridad en sí mismos. Algunos de ellos podrían necesitar asistencia para el aprendizaje de un segundo idioma, que ampliaría su formación.

### 5.3.6 **Formación con fines de gestión**

Una buena capacidad de gestión es un componente importante de las actividades de ingeniería. Estas actividades conllevan la organización del tiempo personal; la motivación, supervisión y evaluación del rendimiento del personal (incluida una dimensión de formación); la dirección de proyectos (estimación de recursos, presupuestos, tiempo, personal y material, programación); la resolución de problemas; la gestión de la calidad; y una buena comunicación verbal y escrita. Los especialistas en instrumentos con capacidades de dirección deberían ser seleccionados, en una fase apropiada de su carrera, para su formación como directivos.

En la actualidad, un directivo puede tener acceso a una computadora personal y ser diestro en la utilización de programas informáticos de oficina y de ingeniería (por ejemplo, procesamiento de textos, hojas de cálculo, bases de datos, análisis estadístico con gráficos, dibujo técnico, diagramas de flujo, y gestión de proyectos). La formación para el uso de estas herramientas puede mejorar considerablemente la productividad personal.

### 5.3.7 **Una ocupación vitalicia**

#### 5.3.7.1 **Tres fases de formación**

A lo largo de toda su vida profesional, los especialistas en instrumentos deberían esperar una participación reiterada en ciclos de formación personal, tanto en forma de estudios planificados como de aprendizaje práctico no sistemático o de estudio personal. Cabe señalar tres fases de la formación:

- a) una fase preparatoria de desarrollo, en la que el alumno aprende teoría y práctica generales por etapas;
- b) una fase suplementaria en que la formación preparatoria se potencia mediante el aprendizaje de técnicas y equipo específicos;

- c) una fase de actualización en la que, algunos años después de la formación propiamente dicha, el especialista necesita recordar y actualizar sus conocimientos sobre las técnicas y equipos actuales.

#### 5.3.7.2 **Formación preparatoria**

Para los especialistas en instrumentos, la fase preparatoria de la educación técnica y de la formación suele desarrollarse, en parte, en un instituto técnico externo y, en parte, en las instalaciones del SMHN en que se reciba un curso básico en instrumentos meteorológicos. Obsérvese que la enseñanza técnica o de ingeniería puede extenderse a las dos categorías de personal de la OMM.

#### 5.3.7.3 **Formación de especialización**

La fase de formación suplementaria se desarrollará a lo largo de varios años, a medida que el especialista reciba cursos sobre sistemas especiales (por ejemplo, estaciones meteorológicas automáticas, o radares), o en disciplinas tales como programas informáticos o técnicas de gestión. Se utilizarán cada vez en mayor medida recursos de formación externos y, en particular, oportunidades de formación patrocinadas por la OMM.

#### 5.3.7.4 **Formación de actualización**

A lo largo de la carrera de un especialista en instrumentos se hará necesario impartirle periódicamente cursos de repaso y actualización sobre los adelantos en materia de instrumentación y tecnología, así como otros cursos suplementarios.

Estas fases presuponen implícitamente una cierta progresión. Cada uno de estos cursos se basará en un nivel de formación previamente adquirido.

### 5.4 **EL PROCESO DE FORMACIÓN**

#### 5.4.1 **La función del instructor**

La mayoría de los especialistas en instrumentos asumen de cuando en cuando la importante y gratificante función de instructor, y algunos terminarán dedicándose plenamente a ella en su propia especialidad. Todos ellos necesitarán apreciar las cualidades de un buen instructor.

Un buen instructor se preocupará por lograr resultados de calidad, será muy competente en determinadas materias, y tendrá facilidad para expresarse. Tendrá facilidad para comunicarse con los estudiantes, será paciente y tolerante, estará dispuesto a dar aliento y elogios, será flexible e imaginativo, y sabrá desenvolverse con diversas técnicas de formación.

Un buen instructor se marcará objetivos claros, y planificará y preparará adecuadamente las sesiones de formación. Mantendrá una buena documentación sobre las necesidades de formación, los programas de estudios, las notas de clase, los cursos realizados y sus resultados, y los presupuestos y gastos. Recabará opiniones sinceras sobre su eficacia, y estará dispuesto a modificar sus métodos. Además, acrecentará constantemente sus conocimientos.

#### 5.4.2 **Análisis de tareas**

El especialista en instrumentos deberá recibir formación para desempeñar numerosas tareas repetitivas o complejas de instalación, mantenimiento y calibración de instrumentos y, en ocasiones, de su fabricación. Para definir los métodos de trabajo podrá utilizarse un formulario de análisis de tareas, que servirá al tutor para la formación y, seguidamente, al estudiante



como lista de comprobación. En primer lugar, se anotará el objetivo de las tareas y el nivel de resultados requerido. Las tareas se estructurarán en etapas lógicas de duración razonable. El formulario podría ser un cuadro cuyas columnas estén encabezadas, por ejemplo, por los conceptos siguientes:

- a) Etapas (lo que se va a hacer): estarán numeradas, y consistirán en una breve descripción de cada etapa de trabajo, que comenzará con un verbo activo.
- b) Métodos (cómo se va a hacer): se indicará aquí el método y el equipo que se va a utilizar, o los conocimientos necesarios.
- c) Valoraciones (el nivel requerido): contendrá una indicación cualitativa, una referencia a una especificación o prueba, o una valoración propiamente dicha.
- d) Razones (por qué se va a hacer): se explicará sucintamente la finalidad de cada etapa.

Un organigrama sería útil para visualizar en su conjunto las distintas etapas y sus relaciones, particularmente cuando el orden de realización sea importante o cuando el procedimiento tenga ramificaciones.

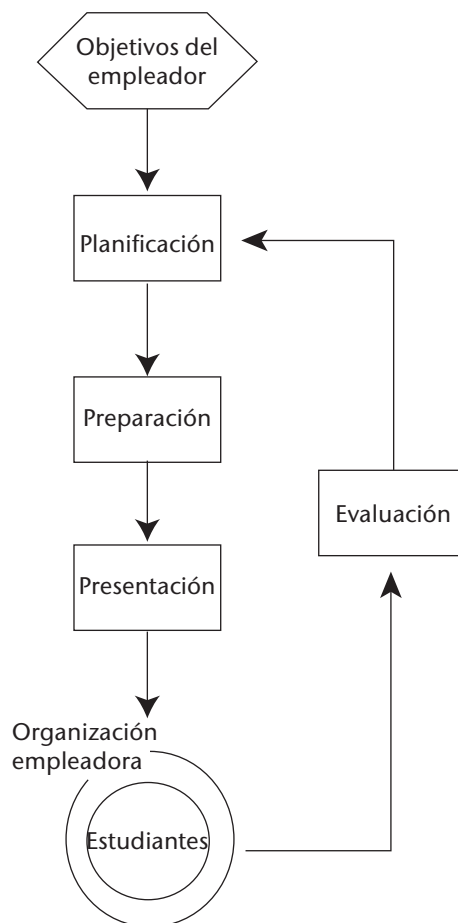
#### 5.4.3 Planificación de la sesión de formación

El proceso de formación consta de cuatro etapas, como se indica en la figura:

- a) Planificación:
  - i) pasar revista a los objetivos de formación marcados por la organización empleadora o por el órgano que determina las pautas (por ejemplo, la OMM);
  - ii) analizar las características generales de los conocimientos, tareas o aptitudes que se enseñarán durante la sesión;
  - iii) pasar revista a las características de los estudiantes: cualificaciones, experiencia de trabajo, capacidad expresiva, problemas especiales;
  - iv) evaluar el nivel de formación requerido: ¿qué estudiantes pueden necesitar atención especial?;
  - v) decidir los objetivos de la sesión: ¿qué resultados se necesitan?, ¿en qué forma se pueden medir?
- b) Preparación:
  - i) escoger el contenido del curso: reunir información, y organizarla en una secuencia lógica;
  - ii) decidir los métodos y medios de formación: según el tema de estudio, suscitar y mantener el interés (véase la sección 5.4.5);
  - iii) preparar el plan de la sesión: establecer un plan detallado, y determinar el tiempo dedicado a cada actividad;
  - iv) planificar la evaluación: ¿qué información se necesita y cómo se obtendrá?; escoger un método y preparar las preguntas o las tareas.
- c) Presentación:
  - i) impartir la formación: utilizar el plan de la sesión;

- ii) alentar el aprendizaje activo y la participación;
  - iii) utilizar diversos métodos;
  - iv) servirse de demostraciones y presentaciones gráficas.
- d) Evaluación:
- i) realizar la evaluación prevista con arreglo a los objetivos;
  - ii) resumir los resultados;
  - iii) valorar la eficacia de la sesión de formación a tenor de los resultados de la evaluación;
  - iv) examinar posibles mejoras del contenido y de la presentación;
  - v) anotar las conclusiones;
  - vi) tener en cuenta las opiniones de los alumnos en la sesión de planificación siguiente.

La formación será siempre más efectiva si estas etapas se desarrollan cuidadosa y sistemáticamente.



**Etapas del proceso de formación**

#### 5.4.4 **Efectividad de la formación**

##### 5.4.4.1 **Formación basada en objetivos**

Cuando los recursos destinados a la formación son limitados, habrá que esforzarse por optimizar los resultados de la formación. Convendría fijar objetivos para los cursos y recursos de formación, a fin de sacar el máximo partido de estos formando a las personas adecuadas en el momento más apropiado. Así, por ejemplo, impartir formación insuficiente podría representar un dispendio de recursos; enviar a directivos a un curso de técnicos de mantenimiento sería inapropiado; y no tendría sentido formar a alguien 12 meses antes de que tenga acceso a nueva tecnología.

Las oportunidades y métodos de formación deberían escogerse de modo que se adecuen lo mejor posible a los conocimientos y aptitudes necesarios, así como a los estudiantes y a sus conocimientos e idiosincrasia. Para conseguir la máxima efectividad, la formación debería someterse a evaluación.

##### 5.4.4.2 **Evaluación de la formación**

La evaluación es un proceso consistente en obtener determinada información y reenviarla a personas que puedan influir en la eficacia futura de la formación. Se puede plantear de diversas maneras, atendiendo a quiénes son las personas que necesitan la información, a saber:

- a) La OMM, que está interesada en mejorar la calidad de los datos recogidos en el Sistema Mundial de Observación. Crea programas de formación, asigna fondos y utiliza los servicios de expertos, principalmente para mejorar las aptitudes básicas en los países en desarrollo.
- b) El Servicio Meteorológico Nacional, que necesita datos meteorológicos de calidad, y se preocupa por una capacidad conjunta de la división que realiza el acopio de datos y determinadas tareas con instrumentos, con ciertas limitaciones en cuanto al número de empleados. Está interesado en los presupuestos y en la rentabilidad de los programas de formación.
- c) El departamento de formación o el Centro Regional de Formación, que están interesados en establecer programas de formación con objetivos específicos y con arreglo a un presupuesto convenido. Sus instructores necesitan saber hasta qué punto son efectivos sus métodos para el cumplimiento de esos objetivos, y cómo pueden mejorarlos.
- d) Los directivos de ingeniería, que están interesados en que las aptitudes laborales cubran su esfera de responsabilidad al nivel requerido y sin malgastar tiempo ni material.
- e) Los alumnos, que están interesados en los beneficios personales y laborales que conlleva una mayor competencia profesional. Para ellos, el curso de formación debería responder a sus necesidades y expectativas.

Así pues, la efectividad de la formación debería evaluarse a distintos niveles. Los Centros Nacionales y Regionales de Formación podrían evaluar sus programas anualmente y cada tres años, cotejando el número de alumnos en los distintos cursos y los niveles de aprobados, con los presupuestos y objetivos determinados al comienzo de cada período. Los instructores necesitarán evaluar la oportunidad y efectividad del contenido y presentación de sus cursos.

##### 5.4.4.3 **Tipos de evaluación**

Hay distintos tipos posibles de evaluación:

- a) Los informes de formación, que no tienen por objeto valorar la efectividad, sino dejar constancia de, por ejemplo, el tipo y número de cursos ofrecidos, las fechas y duraciones, el número de alumnos formados y aprobados, y el costo total de la formación. En algunas situaciones, será necesario un informe de evaluación de la capacidad del estudiante.

- b) Las evaluaciones de reacción, que valoran la respuesta de los alumnos al programa de formación. Pueden consistir en un cuestionario escrito, en el cual los alumnos indicarán al término del curso sus opiniones sobre el interés, el contenido, los métodos, los medios de formación, la presentación y la administración. Por sí mismas, no pueden mejorar la formación de los alumnos, por lo que en cada curso de formación debería dedicarse periódicamente cierto tiempo a examinar el tema y pedir la opinión de los estudiantes mediante debates en grupo. Ello permitiría al instructor detectar posibles problemas o necesidades a propósito de la formación, y adoptar las medidas adecuadas.
- c) La evaluación del aprendizaje, que determina los nuevos conocimientos y aptitudes del alumno, a ser posible comparándolos con una prueba realizada antes del curso. Esta evaluación puede adoptar diversas formas, por escrito (exposición de un tema, preguntas con respuestas breves, preguntas del tipo “verdadero o falso”, preguntas con respuestas múltiples, dibujo de diagramas o de organigramas). Para los alumnos puede ser útil someterse a examen y valorar sus propios conocimientos. La mejor forma de evaluar las aptitudes consiste en encomendar una tarea práctica, o en observar al alumno durante el aprendizaje de la tarea deseada (OMM, 1990). El evaluador podrá utilizar una lista de comprobación de las actividades y aptitudes requeridas para la tarea (un formulario de observación).
- d) La evaluación del rendimiento, que determina en qué medida ha variado la efectividad del alumno en la tarea requerida al cabo de un cierto tiempo y en respuesta a la formación, a ser posible comparándola con los resultados de una prueba previa al curso. El empleador podría realizar esta evaluación al menos seis semanas después de la formación, utilizando, por ejemplo, un formulario de observación. La institución formadora podría realizar también una evaluación enviando cuestionarios al empleador y al alumno para que los contesten.
- e) La evaluación del impacto, que valora la efectividad de la formación guiándose por los cambios que experimenta una organización o grupo de trabajo. Para realizarla podría ser necesario reunir datos de planificación y de referencia antes y después de la formación que se desea. Podrían evaluarse, por ejemplo, los datos incorrectos y el número de elementos de datos que faltan en un informe meteorológico, el tiempo tardado en efectuar instalaciones, o el costo de estas.

#### 5.4.4.4 **Formación para instructores**

También los instructores necesitan recibir formación para mantenerse al día de los avances tecnológicos, para aprender nuevas técnicas y medios de enseñanza, y para ver con nuevos ojos su propio trabajo. En el presupuesto anual de su SMHN debería preverse la posibilidad de formar al personal instructor cuando ello sea posible, probablemente con carácter rotatorio.

Algunas posibilidades consistirían en: estudio personal; cursos breves (que incluyan técnicas de enseñanza) impartidos por institutos técnicos; ausencia laboral para realizar estudios de perfeccionamiento; visitas a las fábricas de equipo meteorológico; visitas y traslados a otros SMHN y CRI; y asistencia a conferencias sobre formación y temas técnicos organizadas por la OMM u otras instancias.

#### 5.4.5 **Métodos y medios de formación**

La siguiente lista contiene solo breves anotaciones como recordatorio o sugerencia de diversas posibilidades relativas a métodos de formación (se encontrará más información en muchas otras fuentes, tales como Moss (1987) y Craig (1987)):

- a) Estudio de casos:
  - i) Se propone a un individuo, o frecuentemente a un equipo, determinado problema real o proyecto de desarrollo, para su estudio.

- ii) La presentación de los resultados podría realizarse acompañando documentación en regla, como cabría esperar en una situación real.
- b) Disertaciones en clase:
- i) Es extremadamente útil para desarrollar una comprensión transmitida, idealmente, en forma hablada y escrita: conocimientos básicos, ideas teóricas, cálculos, procedimientos.
  - ii) Los medios visuales y el material impreso distribuido en clase son complementos útiles.
  - iii) Debería reservarse tiempo suficiente para las preguntas y debates.
  - iv) Las conferencias tienden a ser excesivamente pasivas.
- c) Instrucción asistida por computadora:
- i) Aprovecha la capacidad de las computadoras personales para almacenar grandes cantidades de texto e imágenes, organizadas por el programa en secuencias de aprendizaje, incorporando frecuentemente algún elemento de elección interactiva por el estudiante, mediante listas de tipo menú y botones en pantalla.
  - ii) Las condiciones lógicas y las estructuras de ramificación y bucle del programa simulan los procesos de aprendizaje seleccionando un tema de estudio según las necesidades del estudiante, presentando la información, realizando una prueba de comprensión mediante respuestas opcionales y, por último, orientando la revisión hasta que se obtiene la respuesta correcta.
  - iii) Algunos lenguajes informáticos como, por ejemplo, "Toolbook" para la PC IBM, e "HyperCard" para MacIntosh, están específicamente concebidos para confeccionar y presentar cursos de formación interactivos en lo que actualmente se denomina "hipermedios".
  - iv) Los sistemas modernos utilizan pantallas gráficas en colores y pueden contener diagramas, imágenes fijas y breves secuencias de movimiento, mientras que para mejorar la comunicación interactiva entre el estudiante y el programa se utiliza una interfaz de usuario gráfica.
  - v) La computadora permite simular sistemas de instrumentos meteorológicos completos, por ejemplo para el sondeo de la atmósfera superior.
  - vi) Los sistemas más sofisticados, como los videodiscos láser, o los lectores de DVD o de CD-ROM, permiten almacenar permanentemente grandes cantidades de texto y secuencias de imágenes en movimiento.
  - vii) El costo de desarrollo de los programas y el costo de capital de los sistemas de instrucción asistida por computadora es entre moderado y muy elevado; estos sistemas están empezando a sustituir a los dispositivos multimedia y a las cintas de video como ayuda para la formación.
- d) Cursos por correspondencia:
- i) Los cursos convencionales consisten en lecciones con ejercicios o tareas enviados por correo al estudiante a intervalos.
  - ii) El tutor corrige las tareas y las reenvía al estudiante junto con la lección siguiente.
  - iii) Algunas veces, los estudiantes pueden discutir las dificultades con su tutor por teléfono.

- iv) Algunos cursos pueden incluir cintas de audio o de video, o discos de computadora, siempre y cuando el estudiante tenga acceso al equipo.
- v) Al término del curso podrá realizarse un examen en el centro de formación.
- e) Demostraciones:
  - i) El tutor hace una demostración de las técnicas en un laboratorio o entorno de trabajo.
  - ii) Las demostraciones son necesarias en la fase inicial de enseñanza de los procedimientos de mantenimiento y calibración manuales.
  - iii) Los estudiantes deberán tener la oportunidad de probar por sí mismos los procedimientos y de formular preguntas.
- f) Aprendizaje a distancia:
  - i) Los estudiantes siguen el curso de formación en su propia localidad, lejos del centro de formación y del tutor, por lo general en régimen de dedicación parcial y cuando se lo permiten sus compromisos de trabajo.
  - ii) El estudio puede realizarse individualmente o en grupos.
  - iii) Algunas instituciones están especializadas en el aprendizaje a distancia.
  - iv) Las modalidades aquí indicadas consistirían en cursos por correspondencia, exposición de temas por televisión, y aprendizaje a distancia mediante telecomunicaciones.
- g) Aprendizaje a distancia mediante telecomunicaciones:
  - i) Los estudiantes estudian en un aula conectada mediante un equipo telefónico especial a un tutor distante. El estudio se realiza a partir de un texto impreso. Cada estudiante dispone de un micrófono que le permite discutir los temas e intercambiar preguntas y respuestas. Puede utilizarse cualquier medio de comunicaciones fiable, incluidos los satélites, aunque el costo de las comunicaciones es evidentemente un factor a tener en cuenta.
  - ii) En sistemas más perfeccionados y costosos, cada estudiante dispone de una computadora conectada en red con las demás y con la computadora distante del tutor; o bien, el tutor imparte la enseñanza desde un estudio de televisión especial, y su imagen se transmite a un monitor de televisión instalado en la clase, que cuenta también con una cámara y micrófonos para que el tutor pueda ver y oír a los estudiantes.
- h) Ejercicios y tareas:
  - i) Suelen realizarse a continuación de una disertación o de una demostración.
  - ii) Son necesarios para que los estudiantes puedan asimilar y practicar activamente los nuevos conocimientos.
  - iii) Las tareas pueden ser de investigación o de índole práctica.
- i) Exposiciones:
  - i) Consisten en la presentación de material y de modelos que los estudiantes pueden examinar.

- ii) Son útiles para hacerse una idea de conjunto cuando la situación real sea compleja o se halle lejos.
- j) Estudios y visitas en condiciones reales:
- i) Los alumnos realizan prácticas de observación y estudian sistemas de instrumentos en condiciones reales, a ser posible durante la instalación, mantenimiento o calibración.
  - ii) Las visitas a fábricas de equipo meteorológico y a otros Servicios Meteorológicos complementarán la perspectiva técnica de los especialistas.
- k) Discusiones en grupo/resolución de problemas:
- i) Se divide la clase en pequeños grupos de cuatro a seis personas.
  - ii) El jefe del grupo deberá alentar a todos a participar.
  - iii) Uno de los alumnos anota las ideas sobre una pizarra, frente a todo el grupo.
  - iv) En una sesión dedicada a aportar ideas se aceptan inicialmente todas ellas tal cual y, a continuación, el grupo explora cada una en detalle y las clasifica según su utilidad.
- l) Rotación de tareas/traslado:
- i) Con arreglo a un calendario predeterminado, se encomiendan al estudiante diversas tareas con responsabilidades diferentes, frecuentemente con supervisores o instructores diferentes, a fin de que adquiera una experiencia de trabajo exhaustiva.
  - ii) Se podrá también enviar a los estudiantes durante un período dado a otro departamento, empresa fabricante o Servicio Meteorológico, a fin de que adquiera experiencia que no podrá obtener en su propio departamento o Servicio.
  - iii) Los estudiantes enviados a otros países deberán tener muy buenas aptitudes; habitualmente cuentan con el apoyo de un acuerdo bilateral o de una beca.
- m) Programas multimedia:
- i) Se apoyan en el empleo de transparencias, cintas de video y soportes informáticos (DVD y CD-ROM).
  - ii) Obligan a disponer de equipos costosos que sean compatibles con los medios.
  - iii) Pueden utilizarse para estudiar en clases o individualmente.
  - iv) Los programas deberán incluir ejercicios, preguntas y temas de debate.
  - v) Se dispone de material limitado sobre instrumentación meteorológica.
- n) Tutoría individualizada:
- i) El tutor trabaja junto con uno de los estudiantes que necesite formación en una técnica especial.
  - ii) Puede ser útil para colmar deficiencias o para impartir formación avanzada.



- o) Formación práctica directa:
- i) Es un componente esencial del proceso de formación; proporciona al alumno la ocasión de aprender a aplicar las técnicas aprendidas, enfrentándose a las tareas y problemas con que se encuentra el especialista; la mejor manera de aprender las técnicas es practicándolas.
  - ii) La mejor manera de realizar ciertas actividades de formación es mediante la práctica directa, una vez recibidas las explicaciones necesarias y adoptadas las precauciones procedentes. Tal será el caso cuando las técnicas requieran manipulaciones complicadas, o cuando la reproducción del equipo o de las condiciones de trabajo del laboratorio o del taller resulte difícil o costosa. Por ejemplo, las tareas de instalación del equipo, ciertas operaciones de mantenimiento, o las operaciones de calibración complejas.
  - iii) Hace uso del personal y de los recursos materiales disponibles, no requiere desplazamientos, instructores especiales ni alojamiento, y corresponde específicamente a las necesidades locales. Es especialmente apropiada cuando la formación práctica sea mucho más valiosa que el estudio teórico, como en el caso de la formación de técnicos.
  - iv) Algunos posibles inconvenientes son: que se utilice como método de formación "natural" cuando en realidad se necesitaría una formación más estructurada con un importante componente teórico para producir buenos especialistas; que se utilicen supervisores con capacidades indiferenciadas; que la formación sea demasiado limitada y adolezca de importantes lagunas en el aspecto práctico o teórico; o que no se valore objetivamente la efectividad de la formación.
  - v) Las condiciones necesarias para una buena formación práctica directa son:
    - a. un plan de formación que defina las técnicas que se han de aprender;
    - b. que el contenido de las actividades abarque la temática requerida;
    - c. que el supervisor del trabajo sea un buen instructor experto en la materia, buen educador, paciente y estimulante;
    - d. una comprensión teórica adecuada como apoyo a la formación práctica;
    - e. un diario de actividades para el alumno, donde se anoten los conocimientos y técnicas aprendidos;
    - f. un examen periódico de los progresos alcanzados, realizado por el supervisor de la formación;
    - g. una valoración objetiva de las técnicas correctamente aprendidas (mediante observación o mediante exámenes).
- p) Formación participativa:
- i) Pone en manos de los estudiantes el proceso de aprendizaje, y hace compartir los conocimientos y las experiencias.
  - ii) Los estudiantes se agrupan en equipos o asociaciones y eligen a sus propios líderes.
  - iii) Se utiliza para la producción de ideas, resolución de problemas, elaboración de planes, desarrollo de proyectos y formación de líderes.

- q) Aprendizaje asistido por compañeros de igual nivel:
  - i) Está basado en un estudio y preparación comunes previos.
  - ii) En grupos pequeños, los estudiantes asumen por turno el papel del profesor, mientras que los demás aprenden y hacen preguntas.
- r) Aprendizaje programado:
  - i) Es útil para los estudiantes alejados de sus tutores o instituciones de formación.
  - ii) Los estudiantes trabajan individualmente a su propio ritmo mediante textos, medios audiovisuales o cursos por computadora preparados y estructurados.
  - iii) En cada etapa del curso está previsto un autoexamen y revisión antes de pasar al tema siguiente.
  - iv) El material de formación es costoso de producir, y las opciones en cuanto a los cursos pueden ser limitadas.

La buena enseñanza es más valiosa que los medios de formación costosos.

#### 5.4.6 **Lecciones por televisión**

Algunas instituciones docentes que imparten principalmente cursos externos emiten lecciones para sus estudiantes por correspondencia por un canal de televisión especial, o a determinadas horas por un canal comercial.

#### 5.4.7 **Programas de video**

Los programas de video son una buena herramienta de formación, ya que:

- a) Constituyen un buen soporte para la grabación y reproducción de explicaciones sistemáticas en situaciones en que el acceso al sistema de instrumentos y a un tutor experimentado es limitado.
- b) En el programa se pueden intercalar pausas para debatir cuestiones.
- c) Cuando más útil es el video es cuando va acompañado de textos escritos y de debates en grupo.
- d) Aunque las grabaciones profesionales de video sean costosas, y no exista mucho material docente sobre instrumentos meteorológicos, con una pequeña inversión en equipo, un aficionado puede conseguir videos técnicos útiles para uso local, particularmente si lo planifica con atención y le añade posteriormente una banda sonora.

### 5.5 **RECURSOS DE FORMACIÓN**

Además de los recursos sugeridos en la sección precedente, los formadores y directivos deberían conocer las fuentes de información y orientación a las que pueden acceder; las oportunidades de formación externa existentes; las instituciones de formación que pueden complementar su propio trabajo; y, lo que también es importante, los recursos financieros que dan apoyo a todas las actividades de formación.

### 5.5.1 **Instituciones de formación**

#### 5.5.1.1 ***Instituciones nacionales de educación y formación***

Por lo general, los SMHN no podrán proporcionar toda la educación técnica y formación requerida por sus especialistas en instrumentos, por lo que dependerán en diverso grado de instituciones docentes externas para la formación preparatoria, suplementaria y de perfeccionamiento en tecnologías avanzadas. Los directivos de ingeniería meteorológica tendrán que estar familiarizados con los planes de estudios ofrecidos por sus instituciones nacionales, a fin de poder aconsejar a su personal sobre los cursos de educación y formación adecuados. En OMM (2001 y 2002) se ofrecen directrices sobre los programas de estudios necesarios para las diferentes clases de especialistas en instrumentos.

Cuando se contraten especialistas en instrumentos no pertenecientes al Servicio Meteorológico para funciones de alto nivel, sería de desear que estuvieran formados en instituciones nacionales reconocidas. A partir de ese punto, necesitarán una formación más amplia en meteorología y en las técnicas e instrumentos de medición de su especialidad.

#### 5.5.1.2 ***Papel desempeñado en la formación por los Centros Regionales de Instrumentos de la OMM***

Atendiendo a una recomendación de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO)<sup>2</sup>, varias asociaciones regionales de la OMM han creado Centros Regionales de Instrumentos (CRI) con el propósito de mantener los patrones y proporcionar asesoramiento. En el capítulo 1 de la parte I (anexo 1.A) figuran sus atribuciones y los lugares donde se encuentran.

Los CRI se crearon como centros especializados en tipos, características, comportamiento, aplicación y calibración de instrumentos. Contarán con una biblioteca técnica sobre ciencia y práctica de los instrumentos, dispondrán de espacio para laboratorios y equipo de demostración, y mantendrán un conjunto de instrumentos patrón calibrados tomando como referencia patrones internacionales. Deberían poder ofrecer información, asesoramiento y asistencia a los Miembros de su Región.

Cuando ello sea posible, estos centros existirán conjuntamente con un Centro Regional de Radiaciones, y estarán situados en un Centro Regional de Formación (CRF) o en sus proximidades, a fin de compartir conocimientos y recursos.

Una de las funciones propias del Centro consiste en ayudar a organizar seminarios o talleres regionales de formación sobre mantenimiento, comparación y calibración de instrumentos meteorológicos, y facilitar instalaciones y asesores expertos.

Los CRI deberían procurar patrocinar los mejores métodos de enseñanza, y proporcionar acceso a recursos y medios de formación de los que no dispongan los SMHN. Los centros tendrán que impartir cursos de actualización a sus propios expertos sobre las más recientes tecnologías y métodos de formación disponibles, a fin de mantener su capacidad.

Se podría alentar a los fabricantes de sistemas de instrumentos meteorológicos a que patrocinen sesiones de formación en estos centros.

#### 5.5.1.3 ***Papel desempeñado en la formación por los Centros Regionales de Instrumentos Marinos de la OMM/COI***

Atendiendo a una recomendación de la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina (CMOMM)<sup>3</sup>, se ha puesto en marcha una red de Centros Regionales

<sup>2</sup> Recomendación 19 (CIMO-IX), adoptada por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación en su novena reunión (1985).

<sup>3</sup> Recomendación 1 (CMOMM-III), adoptada por la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina en su tercera reunión (2009).

de Instrumentos Marinos (CRIM) con el propósito de mantener los patrones y proporcionar asesoramiento en materia de meteorología marina y otras mediciones relacionadas con los océanos. En el capítulo 4 de la parte II (anexo 4.A) figuran sus atribuciones y los lugares donde se encuentran.

Los CRIM se crearon como centros especializados en tipos, características, comportamiento, aplicación y calibración de instrumentos. Contarán con una biblioteca técnica sobre ciencia y práctica de los instrumentos, dispondrán de espacio para laboratorios y equipos de demostración, y mantendrán un conjunto de instrumentos patrón calibrados tomando como referencia patrones internacionales. Deberán poder ofrecer información, asesoramiento y asistencia a los Miembros de su Región.

Los CRIM ayudarán a organizar seminarios o talleres regionales sobre mantenimiento, comparación y calibración de instrumentos de meteorología marina y de oceanografía, y facilitar instalaciones y asesores expertos.

Los CRIM deberán procurar patrocinar los mejores métodos de enseñanza, y proporcionar acceso a recursos y medios de formación. Estos centros tendrán que impartir cursos de actualización a sus propios expertos sobre las más recientes tecnologías y métodos de formación disponibles, a fin de mantener su capacidad.

Se podría alentar a los fabricantes de sistemas de instrumentos meteorológicos a que patrocinen sesiones de formación en los CRIM.

## 5.5.2 **Recursos de formación de la OMM**

### 5.5.2.1 ***Programas de enseñanza y formación de la OMM***

En OMM (2001 y 2002) se exponen planes de estudios de especialización en instrumentos meteorológicos y en telecomunicaciones meteorológicas. Dichos planes de estudios consisten en directrices que habrá que interpretar a tenor de las necesidades y pautas de educación técnica nacionales.

### 5.5.2.2 ***Encuesta de la OMM sobre necesidades de formación***

La OMM realiza periódicamente una encuesta sobre las necesidades de formación por Regiones, clases y tipos de especialización meteorológica. Sus resultados sirven de orientación para determinar la distribución y tipos de encuentros de formación patrocinados por la OMM por períodos de cuatro años. Es importante que los países Miembros incluyan una evaluación completa de sus necesidades de especialistas en instrumentos, a fin de que la formación impartida por la OMM refleje las verdaderas necesidades.

### 5.5.2.3 ***Publicaciones de la OMM sobre enseñanza y formación***

Estas publicaciones contienen información útil para el especialista en instrumentos y para sus directores. La publicación OMM (1986b) es un compendio en dos volúmenes de temas sobre formación en instrumentos meteorológicos para la categoría de técnicos, que puede utilizarse tanto en las aulas como para estudiar por cuenta propia.

### 5.5.2.4 ***Biblioteca de formación de la OMM***

Esta biblioteca produce un catálogo (OMM, 1986a) de publicaciones, medios audiovisuales y disquetes de computadora para formación, algunos de los cuales pueden obtenerse en préstamo o adquirirse a través de la OMM.

### 5.5.2.5 **Publicaciones de la OMM sobre instrumentos y métodos de observación**

Estas publicaciones, entre las que se cuentan los informes de los grupos de trabajo y ponentes de la CIMO, las intercomparaciones de instrumentos, y otras, proporcionan un recurso técnico valioso para la formación y como referencia para los especialistas en instrumentos.

### 5.5.2.6 **Oportunidades especiales de formación patrocinadas por la OMM**

Los directivos de los grupos técnicos deberían asegurarse de tener conocimiento de las oportunidades de formación técnica anunciadas por la OMM, manteniendo para ello contacto con su departamento de formación y con la persona de su organización que recibe la correspondencia al respecto:

- a) Viajes de expertos/seminarios itinerantes/talleres: cada cierto tiempo, la CIMO encarga a un experto la realización de determinado curso, seminario o taller de formación en varios países Miembros, por lo general de la misma Región. Alternativamente, el experto podría impartir esa formación en un CRI o en un CRF de modo que los estudiantes de la región se desplazasen al centro. Con ello se pretende conseguir los mejores expertos posibles al costo total más bajo, y en función de la situación local de los estudiantes.
- b) Becas: la OMM proporciona becas de formación en el marco de sus Programas de Cooperación Técnica. La financiación proviene de varias fuentes, entre ellas el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD), el Programa de Cooperación Voluntaria (PCV), los Fondos fiduciarios de la OMM, el presupuesto ordinario de la OMM y otros programas bilaterales de asistencia. Las becas, que pueden ser de corta duración (menos de 12 meses) o de larga duración (varios años), se destinan a estudios o actividades de formación en universidades, institutos de formación, y especialmente en los CRF de la OMM, y corresponden a cursos de licenciatura universitaria, estudios de posgrado, estudios de enseñanza superior sin grado, cursos de formación especializados, formación práctica directa, y formación técnica para la utilización y mantenimiento de equipo. Los individuos no pueden presentar directamente una solicitud, sino que esta deberá ser respaldada por el Representante Permanente del país del candidato ante la OMM. Deberán definirse con claridad la formación requerida y las prioridades al respecto. Dado que se tarda unos ocho meses, en promedio, en organizar el programa de formación de un candidato, en razón de la complejidad de las consultas entre la Secretaría y los países donante y receptor, las solicitudes deberán recibirse con bastante antelación al período de formación propuesto. Este es solo un resumen de las condiciones. Puede obtenerse información completa, junto con los formularios de candidatura, en la Secretaría de la OMM. Las condiciones son estrictas, y se requiere una documentación completa junto con las solicitudes.

### 5.5.3 **Otras oportunidades de formación**

#### 5.5.3.1 **Formación técnica en otros países**

Además de las becas de la OMM, en algunos países existen organismos que ofrecen programas de formación excelentes, adaptables a las necesidades del candidato. Los especialistas en instrumentos deberían informarse sobre estas oportunidades en su propio país, o con el representante que el organismo tenga en este.

#### 5.5.3.2 **Formación impartida por los fabricantes de equipo**

Este concepto incluye:

- a) Compra de nuevos sistemas de acopio de datos: en todos los contratos de suministro de sistemas importantes de acopio de datos (incluidos los programas financiados por los donantes) debería preverse la posibilidad de formar al personal local para las operaciones y el mantenimiento. Los representantes del Servicio Meteorológico receptor deberían

comprender claramente el tipo de formación ofrecida, y deberían poder negociar sus necesidades. Aunque la formación suele estar incluida en el momento de la puesta en marcha de un nuevo sistema, sería útil prever una sesión posterior, transcurridos seis meses de experiencia práctica, o cuando surjan problemas de mantenimiento importantes.

- b) Aceptación por el fabricante/instalación/puesta en marcha: las actividades que conlleva la introducción de una instalación importante de acopio de datos (un receptor de satélite o un radar) constituyen para los alumnos una gran oportunidad de ayuda y de aprender las necesidades técnicas estrictas.

Las pruebas de aceptabilidad consisten en someter al sistema a una serie de pruebas convenidas para asegurarse de que se cumplen las especificaciones, antes de que el sistema sea aceptado por el cliente y enviado desde la fábrica.

En la instalación, los ingenieros del proveedor frecuentemente colaboran con los del cliente. Al instalar el sistema podría ser necesario integrar otros servicios, tales como edificios, energía eléctrica, telecomunicaciones o procesamiento de datos.

La puesta en marcha es un proceso consistente en realizar pruebas convenidas de la instalación terminada, para asegurarse de que cumple todas las especificaciones de trabajo requeridas.

Existe la posibilidad de impartir formación bilateralmente cuando un país instala y pone en marcha un sistema de instrumentos importante, con ocasión de lo cual se puede invitar a alumnos de otro país a asistir como observadores y a ayudar en la instalación.

#### 5.5.3.3 ***Programas científicos internacionales***

Cuando ciertos programas internacionales, como el Programa Mundial sobre el Clima, el Programa de Investigación de la Atmósfera y el Medio Ambiente, el Programa de Ciclones Tropicales, o el Programa sobre los Océanos Tropicales y la Atmósfera Mundial, realizan experimentos de gran escala, los especialistas en instrumentos locales pueden tener la oportunidad de trabajar en el programa de medición con colegas más experimentados, adquiriendo así una valiosa experiencia.

#### 5.5.3.4 ***Intercomparaciones internacionales de instrumentos patrocinadas por la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación***

Con cierta frecuencia, la CIMO propone estudiar a fondo determinadas mediciones meteorológicas, a fin de mejorar los conocimientos existentes. Se comparan entonces instrumentos de fabricantes diferentes, proporcionados por los Miembros, en condiciones normalizadas y en las instalaciones del país anfitrión. Un comité de organización planifica la intercomparación y, en su informe, describe las características y el comportamiento de los instrumentos.

La participación en estos ejercicios de especialistas en instrumentos les beneficiaría en los ámbitos de actividad siguientes: diseño experimental, exposición de instrumentos, técnica operativa, muestreo de datos, acopio de datos, procesamiento de datos, análisis, e interpretación de los resultados. Si estas intercomparaciones pudieran realizarse en los CRI, se podría estudiar la posibilidad de realizar paralelamente un curso de formación especial.

#### 5.5.4 ***Asignaciones presupuestarias para formación***

El departamento de ingeniería o de instrumentos meteorológicos de cada SMHN debería incluir en su presupuesto anual una partida adecuada y claramente definida para la formación del personal, vinculada al plan de personal de dicho Servicio. También la falta de formación tiene

un costo en términos de errores, accidentes, pérdidas de tiempo y de material, o frustración del personal, siendo así que un cambio frecuente de empleados redundaría en una escasa calidad de los datos y productos meteorológicos.

#### 5.5.4.1 **Rentabilidad**

Las actividades de formación conllevan costos considerables, mientras que, probablemente, los recursos siempre serán limitados. Por consiguiente, es necesario determinar los costos correspondientes a diversas opciones de formación y compararlos entre sí, y tener constantemente presente la rentabilidad de todas las actividades de formación, adoptando las decisiones que sean apropiadas. En su conjunto, la inversión de los SMHN en formación debería considerarse valiosa para la organización.

#### 5.5.4.2 **Costos directos e indirectos**

Los costos pueden clasificarse en: directos (vinculados a la realización de ciertos cursos de formación) e indirectos (costos generales de las instalaciones de formación). Para cada actividad de formación puede consignarse una parte de los costos generales, y también de los costos directos de operación. Si las instalaciones se aprovechan bien para realizar gran número de actividades a lo largo del año, entonces el costo indirecto correspondiente a cada actividad será bajo, y la instalación se estará utilizando eficazmente.

Los costos de operación directos podrían incluir los viajes de los alumnos y tutores, los alojamientos, comidas y dietas, las remuneraciones destinadas a los cursos y tutores, los costos de personal de la OMM, los apuntes de los estudiantes, y determinados materiales utilizados durante el curso, así como el tiempo durante el que los asistentes a la formación se ausentan de su trabajo.

Los costos indirectos o generales abarcarían los espacios del centro destinados a formación (aulas, talleres y laboratorios), los costos de equipo y de funcionamiento, los sueldos de los tutores y del personal administrativo, los gastos generales de administración de la OMM, el costo de producción de materiales para el curso (diseño de nuevos cursos, información auxiliar, material audiovisual), y artículos de uso general utilizados durante la formación.

En general, los costos totales correspondientes a diversas modalidades de formación pueden clasificarse a grandes rasgos como sigue, comenzando por los de menor costo (en función de la eficacia de utilización de los recursos):

- a) formación práctica directa;
- b) cursos por correspondencia;
- c) cursos audiovisuales;
- d) viajes de expertos/seminarios itinerantes, cursos *in situ*;
- e) curso de ámbito nacional, con desplazamiento de los participantes a un centro;
- f) instrucción asistida por computadora (altos costos de producción inicial);
- g) curso regional con participantes de otros países;



- h) becas de larga duración;
  - i) curso regional en un centro de formación especialmente equipado.
-

## ANEXO. CENTROS REGIONALES DE FORMACIÓN

<i>País</i>	<i>Nombre del centro</i>	<i>Región de la OMM</i>
Angola	Instituto Nacional de Meteorología y Geofísica, Luanda	I
Argelia	Instituto Hidrometeorológico de Formación e Investigación, Orán	I
Egipto	Autoridad Meteorológica Egipcia, El Cairo	I
Kenya	Instituto de Formación e Investigación en Meteorología, Nairobi, y Departamento de Meteorología, Universidad de Nairobi, Nairobi	I
Madagascar	Escuela Superior Politécnica de Antananarivo, Universidad de Antananarivo, y Escuela Nacional de Formación en Aeronáutica y Meteorología, Antananarivo	I
Níger	Escuela Africana de Meteorología y Aviación Civil (EAMAC), Niamey, y Centro Regional de Formación en Agrometeorología e Hidrología Operativa y sus Aplicaciones (AGRHYMET), Niamey	I
Nigeria	Instituto de Investigación y Formación en Meteorología, Lagos, y Departamento de Meteorología, Universidad Federal de Tecnología, Akure	I
Sudáfrica	Servicio Meteorológico de Sudáfrica, Pretoria	I
China	Universidad de Ciencias y Tecnología de la Información de Nankín, Nankín, y Centro de Formación de la Administración Meteorológica de China, Pekín	II
India	Instituto de Formación Central y Academia Nacional del Agua, Pune, Centro de Formación del Departamento de Meteorología de India, Nueva Delhi, e Instituto Indio de Tecnología de Roorkee, Roorkee	II
Irán (República Islámica del)	Organización Meteorológica de la República Islámica de Irán, Teherán	II
Iraq	Organización Meteorológica de Iraq, Bagdad	II
Qatar	Escuela Aeronáutica de Qatar, Doha	II
República de Corea	Administración Meteorológica de Corea, Seúl	II
Uzbekistán	Escuela Superior Profesional de Hidrometeorología de Tashkent, Tashkent	II
Argentina	Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires; y Departamento de Capacitación del Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires	III
Brasil	Departamento de Meteorología, Universidad Federal de Pará, Belén	III
Perú	Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima	III
Venezuela (República Bolivariana de)	Departamento de Meteorología e Hidrología, Universidad Central de Venezuela, Caracas	III
Barbados	Instituto Meteorológico e Hidrológico del Caribe, adscrito a la Universidad de las Indias Occidentales, Bridgetown	IV
Costa Rica	Departamento de Física Atmosférica, Escuela de Física, Universidad de Costa Rica, San José	IV

<i>País</i>	<i>Nombre del centro</i>	<i>Región de la OMM</i>
Filipinas	Departamento de Meteorología y Oceanografía, Universidad de Filipinas; y Centro de Formación de la Administración de los Servicios Atmosféricos, Geofísicos y Astronómicos de Filipinas (PAGASA), Ciudad de Quezón	V
Indonesia	Agencia de Meteorología, Climatología y Geofísica de Indonesia, Tangerang, y Centro de Investigación de Recursos Hídricos, Bandung	V
Federación de Rusia	Instituto de Formación Avanzada de Roshydromet, Moscú, Escuela de Hidrometeorología de Moscú, Moscú, y Universidad Estatal Rusa de Hidrometeorología, San Petersburgo	VI
Israel	Centro de Formación de Posgrado en Meteorología Aplicada, Bet Dagan	VI
Italia	Instituto de Biometeorología del Consejo de Investigación Nacional, Florencia	VI
Turquía	Servicio Meteorológico Nacional de Turquía, Ankara	VI

Nota: Para obtener la información más reciente sobre los Centros Regionales de Formación y sus componentes, consúltese el siguiente enlace: <https://www.wmo.int/pages/prog/dra/etrp/rtcs.php>.

## REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Craig, R. L. (ed.), 1987: *Training and Development Handbook: A Guide to Human Resource Development*. McGraw-Hill, Nueva York.
- Imai, M., 1986: *Kaizen: The Key to Japan's Competitive Success*. Random House, Nueva York.
- Moss, G., 1987: *The Trainer's Handbook*. Ministerio de Agricultura y Pesca, Nueva Zelandia.
- Organización Internacional de Normalización, 2005: *Sistemas de gestión de la calidad – Fundamentos y vocabulario*, ISO 9000:2005. Ginebra.
- , 2008: *Sistemas de gestión de la calidad – Requisitos*, ISO 9001:2008. Ginebra.
- , 2009: *Gestión para el éxito sostenido de una organización – Enfoque de gestión de la calidad*, ISO 9004:2009. Ginebra.
- , 2011: *Directrices para la auditoría de los sistemas de gestión*, ISO 19011:2011. Ginebra.
- Organización Meteorológica Mundial, 1986a: *Catalogue of Meteorological Training Publications and Audiovisual Aids*. Education and Training Programme Report No. 4 (WMO/TD-No. 124). Ginebra.
- , 1986b: *Compendio de apuntes sobre instrumentos meteorológicos para la formación del personal meteorológico de las clases III y IV* (D. A. Simidchiev) (OMM-N° 622). Ginebra.
- , 1990: *Guidance for the Education and Training of Instrument Specialists* (R. A. Pannett). Education and Training Programme Report No. 8 (WMO/TD-No. 413). Ginebra.
- , 2001: *Directivas de orientación para la enseñanza y formación profesional del personal en meteorología e hidrología operativa* (OMM-N° 258), volumen I: Meteorología. Ginebra.
- , 2002: *Initial Formation and Specialisation of Meteorological Personnel: Detailed Syllabus Examples* (WMO/TD-No. 1101). Ginebra.
- , 2010: *Guía del Sistema Mundial de Observación* (OMM-N° 488). Ginebra.
- Walton, M., 1986: *The Deming Management Method*. Putnam Publishing, Nueva York.
-

Para más información, diríjase a:

## **Organización Meteorológica Mundial**

7 bis, avenue de la Paix – Case postale 2300 – CH 1211 Genève 2 – Suiza

**Oficina de comunicación y de relaciones públicas**

Tel.: +41 (0) 22 730 83 14/15 – Fax: +41 (0) 22 730 80 27

Correo electrónico: [cpa@wmo.int](mailto:cpa@wmo.int)

[public.wmo.int](http://public.wmo.int)