

Guía de instrumentos y métodos de observación

Volumen I – Medición de variables meteorológicas

Edición de 2023

TIEMPO CLIMA AGUA



ORGANIZACIÓN
METEOROLÓGICA
MUNDIAL

OMM-N° 8

Guía de instrumentos y métodos de observación

Volumen I – Medición de variables meteorológicas

Edición de 2023



ORGANIZACIÓN
METEOROLÓGICA
MUNDIAL

OMM-N° 8

NOTA DE LA EDICIÓN

METEOTERM, base terminológica de la OMM, está disponible en la página web: <https://wmo.int/es/wmo-community/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, 2023

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
Correo electrónico: 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

Página

PREFACIO	xix
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES	1
1.1 Observaciones meteorológicas	1
1.1.1 Generalidades	1
1.1.2 Representatividad	2
1.1.3 Metadatos	3
1.2 Sistemas de observación meteorológica	4
1.3 Requisitos generales que ha de cumplir una estación meteorológica	4
1.3.1 Estaciones meteorológicas automáticas	5
1.3.2 Observadores	5
1.3.3 Emplazamiento y exposición	5
1.3.3.1 Elección del emplazamiento	5
1.3.3.2 Coordenadas de la estación	8
1.3.3.3 Funcionamiento de equipos en entornos extremos	8
1.3.4 Cambios de instrumentos y homogeneidad	8
1.3.5 Inspección y mantenimiento	9
1.3.5.1 Inspección de las estaciones	9
1.3.5.2 Mantenimiento	9
1.4 Requisitos generales que han de cumplir los instrumentos	10
1.4.1 Características convenientes	10
1.4.2 Repercusión del Convenio de Minamata	11
1.4.3 Instrumentos registradores	11
1.5 Normas y unidades de medición y trazabilidad	12
1.5.1 Definiciones de los patrones de medición	12
1.5.2 Garantía de la trazabilidad	14
1.5.3 Símbolos, unidades y constantes	15
1.5.3.1 Símbolos y unidades	15
1.5.3.2 Constantes	16
1.6 Incertidumbre de las mediciones	16
1.6.1 Mediciones meteorológicas	16
1.6.1.1 Generalidades	16
1.6.1.2 Definiciones de mediciones y errores de medición	17
1.6.1.3 Características de los instrumentos	18
1.6.2 Fuentes y estimaciones de error	19
1.6.3 Incertidumbres de medición de un solo instrumento	20
1.6.3.1 Distribuciones estadísticas de las observaciones	21
1.6.3.2 Estimación del valor verdadero	22
1.6.3.3 Expresión de la incertidumbre	24
1.6.3.4 Medición de valores discretos	24
1.6.4 Exactitud requerida	24
1.6.4.1 Generalidades	24
1.6.4.2 Rendimiento requerido y alcanzable	25
Anexo 1.A. Requisitos de incertidumbre de las mediciones operativas y rendimiento de los instrumentos	26
Anexo 1.B. Estrategia para garantizar la trazabilidad	37
Anexo 1.C. Centros Regionales de Instrumentos	45
Anexo 1.D. Clasificación de emplazamientos de las estaciones terrestres de observación en superficie	47
Anexo 1.E. Funcionamiento de equipos en entornos extremos	61

	<i>Página</i>
Anexo 1.F. Descripción de la exposición en las estaciones	88
Anexo 1.G. Clasificación de la calidad de las mediciones de las estaciones terrestres de observación en superficie	90
Referencias y bibliografía complementaria	98
CAPÍTULO 2. MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA	100
2.1 Generalidades	100
2.1.1 Definición	100
2.1.2 Unidades y escalas	100
2.1.3 Requisitos meteorológicos	101
2.1.3.1 Generalidades	101
2.1.3.2 Incertidumbre de medición	101
2.1.3.3 Tiempos de respuesta	101
2.1.3.4 Registro de las circunstancias en que se efectúan las mediciones ...	102
2.1.4 Métodos de medición y observación	102
2.1.4.1 Principios generales de medición	103
2.1.4.2 Requisitos generales de exposición	104
2.1.4.3 Fuentes de error: comentarios generales	105
2.1.4.4 Mantenimiento: comentarios generales	106
2.1.4.5 Implicaciones del Convenio de Minamata para la medición de la temperatura	106
2.2 Termómetros eléctricos	107
2.2.1 Descripción general	107
2.2.1.1 Termómetros de resistencia metálica	107
2.2.1.2 Termistores	109
2.2.1.3 Termopares	111
2.2.2 Procedimientos de medición	113
2.2.2.1 Termómetros de resistencia eléctrica	113
2.2.2.2 Termopares	113
2.2.3 Exposición y emplazamiento	115
2.2.4 Fuentes de error	115
2.2.4.1 Termómetros de resistencia eléctrica	115
2.2.4.2 Termopares	116
2.2.5 Comparación y calibración	116
2.2.5.1 Termómetros de resistencia eléctrica	116
2.2.5.2 Termopares	116
2.2.6 Correcciones	117
2.2.7 Mantenimiento	118
2.3 Termómetros de líquido en tubo de vidrio	118
2.3.1 Descripción general	118
2.3.1.1 Termómetros (de estación) ordinarios	119
2.3.1.2 Termómetros de máxima	120
2.3.1.3 Termómetros de mínima	120
2.3.1.4 Termómetros de suelo	120
2.3.2 Procedimientos de medición	121
2.3.2.1 Lectura de termómetros ordinarios	121
2.3.2.2 Medición de temperaturas mínimas del césped	121
2.3.3 Exposición y emplazamiento	122
2.3.4 Fuentes de error en los termómetros de líquido en tubo de vidrio	122
2.3.4.1 Errores elásticos	122
2.3.4.2 Errores causados por el tubo saliente	123
2.3.4.3 Errores de paralaje y errores de lectura ostensibles	123
2.3.4.4 Errores debidos a diferencias de dilatación	123
2.3.4.5 Errores asociados a los termómetros de alcohol	123
2.3.5 Comparación y calibración en laboratorio y en condiciones reales	124
2.3.5.1 Calibración en laboratorio	124
2.3.5.2 Comprobaciones en condiciones reales	124

	<i>Página</i>	
2.3.6	Correcciones	125
2.3.7	Mantenimiento	126
2.3.7.1	Rotura de la columna de líquido	126
2.3.7.2	Ilegibilidad de la escala	126
2.3.8	Seguridad	126
2.4	Termógrafos mecánicos	126
2.4.1	Descripción general	126
2.4.1.1	Termógrafo bimetálico	127
2.4.1.2	Termógrafo de tubo de Bourdon	127
2.4.2	Procedimientos de medición	127
2.4.3	Exposición y emplazamiento	127
2.4.4	Fuentes de error	127
2.4.5	Comparación y calibración	128
2.4.5.1	Calibración en laboratorio	128
2.4.5.2	Comparación en condiciones reales	128
2.4.6	Correcciones	128
2.4.7	Mantenimiento	128
2.5	Protección contra las radiaciones	128
2.5.1	Garitas de persiana	129
2.5.2	Otras protecciones ventiladas artificialmente	130
2.6	Aseguramiento de la trazabilidad y calibración	131
	Anexo. Determinación de los puntos fijos de la Escala Internacional de Temperatura de 1990	133
	Referencias y bibliografía complementaria	134
CAPÍTULO 3. MEDICIÓN DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA		137
3.1	Generalidades	137
3.1.1	Definición	137
3.1.2	Unidades y escalas	137
3.1.3	Requisitos meteorológicos	137
3.1.4	Métodos de medición y de observación	138
3.1.4.1	Principios generales de medición	138
3.1.4.2	Requisitos generales de exposición	139
3.1.4.3	Fuentes de error: comentarios generales	139
3.1.4.4	Mantenimiento: comentarios generales	140
3.1.4.5	Implicaciones del Convenio de Minamata sobre el Mercurio para la medición de la presión	141
3.2	Barómetros electrónicos	141
3.2.1	Sensores capacitivos variables basados en circuitos integrados	141
3.2.2	Barómetros digitales piezorresistivos	142
3.2.3	Barómetros de resonador cilíndrico	142
3.2.4	Transductores para medir el desplazamiento de la cápsula anerode	143
3.2.5	Exposición de los barómetros electrónicos	143
3.2.6	Lectura de los barómetros electrónicos	143
3.2.7	Fuentes de error	144
3.2.7.1	Deriva entre calibraciones	144
3.2.7.2	Temperatura	144
3.2.7.3	Interferencias eléctricas	145
3.2.7.4	Naturaleza del funcionamiento	145
3.3	Barómetros aneroides	145
3.3.1	Requisitos de construcción	145
3.3.2	Incertidumbre de medición alcanzable	145
3.3.3	Exposición de los barómetros aneroides	146
3.3.4	Lectura de los barómetros aneroides	146
3.3.4.1	Exactitud de las lecturas	146
3.3.4.2	Reducciones aplicadas a los barómetros	146
3.3.5	Fuentes de error	146
3.3.5.1	Compensación incompleta de temperatura	146

	<i>Página</i>
3.3.5.2 Errores de elasticidad.	147
3.4 Barógrafos	147
3.4.1 Requisitos generales.	147
3.4.2 Construcción de barógrafos	148
3.4.3 Exposición de los barógrafos.	148
3.4.4 Fuentes de error	148
3.4.5 Lectura de los barógrafos	148
3.4.5.1 Exactitud de las lecturas	149
3.4.5.2 Correcciones que se aplicarán a las lecturas del barógrafo.	149
3.4.5 Transporte	149
3.5 Cambio barométrico y tendencia de la presión	149
3.5.1 Tendencia de la presión y características de la tendencia de la presión	149
3.5.2 Medición de un cambio barométrico	149
3.6 Aseguramiento de la trazabilidad y calibración	150
3.6.1 Comentarios generales	150
3.6.2 Calibración en laboratorio.	150
3.6.2.1 Configuración del equipo general.	150
3.6.2.2 Patrones de laboratorio	151
3.6.2.3 Método de calibración	154
3.6.3 Inspecciones sobre el terreno	156
3.7 Ajuste de las lecturas del barómetro a un nivel normalizado y a otros niveles	156
3.7.1 Niveles normalizados.	156
3.7.2 Fórmula general de reducción	157
3.7.3 Fórmula de reducción para las estaciones de nivel bajo	157
Anexo 3.A. Métodos de medición con barómetros de mercurio	158
Anexo 3.B. Corrección de las lecturas de barómetros de mercurio en condiciones normales	167
Referencias y bibliografía complementaria	171
CAPÍTULO 4. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD	172
4.1 Generalidades	172
4.1.1 Definiciones.	172
4.1.2 Unidades y escalas	173
4.1.3 Requisitos meteorológicos	173
4.1.4 Métodos de medición y observación.	173
4.1.4.1 Resumen de los principios generales de medición	174
4.1.4.2 Exposición: comentarios generales	176
4.1.4.3 Fuentes de error: comentarios generales	176
4.1.4.4 Mantenimiento: comentarios generales	177
4.1.5 Implicancias del Convenio de Minamata en materia de medición de la humedad	178
4.2 Higrómetros de capacitancia eléctrica.	178
4.2.1 Consideraciones generales	178
4.2.2 Higrómetro de capacitancia eléctrica	179
4.2.3 Procedimiento de observación	180
4.2.4 Exposición y emplazamiento	180
4.2.5 Fuentes de error	180
4.2.6 Calibración e inspección sobre el terreno	181
4.2.7 Mantenimiento	182
4.3 Psicrómetro	183
4.3.1 Consideraciones generales	183
4.3.1.1 Fórmulas psicrométricas	183
4.3.1.2 Características de un psicrómetro	183
4.3.1.3 Manguito del termómetro húmedo	183
4.3.1.4 Funcionamiento del termómetro húmedo por debajo del punto de congelación	184

	<i>Página</i>
4.3.1.5	Método general de observación 185
4.3.1.6	Utilización de termómetros de resistencia eléctrica 185
4.3.1.7	Fórmulas y tablas psicrométricas 186
4.3.1.8	Fuentes de error en psicrometría 186
4.3.2	Aspiropsicrómetro de Assmann y otros psicrómetros de aspiración 188
4.3.2.1	Descripción 188
4.3.2.2	Método de observación 189
4.3.2.3	Exposición y emplazamiento 189
4.3.2.4	Calibración 189
4.3.2.5	Mantenimiento 190
4.3.3	Psicrómetro de garita 191
4.3.3.1	Descripción 191
4.3.3.2	Método de observación 192
4.3.3.3	Exposición y emplazamiento 192
4.3.3.4	Calibración 192
4.3.3.5	Mantenimiento 192
4.3.4	Psicrómetros de honda o en noria 192
4.3.4.1	Descripción 192
4.3.4.2	Método de observación 193
4.4	Higrómetro de punto de rocío con espejo enfriado 193
4.4.1	Consideraciones generales 193
4.4.1.1	Teoría 193
4.4.1.2	Principios 193
4.4.2	Descripción 194
4.4.2.1	Equipo sensor 194
4.4.2.2	Equipo de detección óptica 194
4.4.2.3	Equipo de control térmico 195
4.4.2.4	Sistema de visualización de la temperatura 195
4.4.2.5	Formato del instrumento 195
4.4.2.6	Sistemas auxiliares 196
4.4.3	Método de observación 196
4.4.4	Exposición y emplazamiento 197
4.4.5	Calibración e inspección sobre el terreno 198
4.4.5.1	Calibración 198
4.4.5.2	Inspección sobre el terreno 198
4.5	Higrómetros de absorción de radiación electromagnética 199
4.6	Higrógrafo de cabello 199
4.6.1	Consideraciones generales 199
4.6.2	Descripción 200
4.6.3	Método de observación 200
4.6.4	Exposición y emplazamiento 201
4.6.5	Fuentes de error 201
4.6.5.1	Variaciones del cero 201
4.6.5.2	Errores debido a la contaminación del cabello 201
4.6.5.3	Histéresis 201
4.6.6	Calibración e inspección sobre el terreno 202
4.6.7	Mantenimiento 202
4.7	Aseguramiento de la trazabilidad y calibración 202
4.7.1	Principios relativos a la calibración de los higrómetros 202
4.7.2	Patrones primarios 203
4.7.2.1	Higrometría gravimétrica 203
4.7.2.2	Generador dinámico de humedad patrón de dos presiones 204
4.7.2.3	Generador dinámico de humedad patrón de dos temperaturas 204
4.7.3	Patrones secundarios 204
4.7.4	Patrones de trabajo (e instrumentos de referencia sobre el terreno) 205
4.7.5	Soluciones salinas 205
4.7.6	Métodos de calibración 206
4.7.6.1	Comentarios generales 206
4.7.6.2	Calibración en el laboratorio 206

	<i>Página</i>
4.7.6.3 Calibración sobre el terreno	207
4.8 Constantes de tiempo, filtros de protección y seguridad	208
4.8.1 Constantes de tiempo de los sensores de humedad	208
4.8.2 Filtros de protección.....	208
4.8.3 Seguridad	209
Anexo 4.A. Definiciones y especificaciones del vapor de agua en la atmósfera	211
Anexo 4.B. Fórmulas para el cálculo de las mediciones de la humedad	215
Anexo 4.C. Instrumentos y métodos obsoletos o de uso limitado	217
Referencias y bibliografía complementaria	222
CAPÍTULO 5. MEDICIÓN DEL VIENTO DE SUPERFICIE.....	223
5.1 Generalidades	223
5.1.1 Definiciones.....	223
5.1.2 Unidades y escalas	224
5.1.3 Requisitos meteorológicos	224
5.1.4 Métodos de medición y observación.....	225
5.2 Estimación del viento	225
5.2.1 Velocidad del viento.....	227
5.2.2 Dirección del viento	228
5.2.3 Fluctuaciones del viento	228
5.3 Métodos instrumentales simples	228
5.3.1 Velocidad del viento.....	228
5.3.2 Dirección del viento	228
5.4 Anemómetros de cazoletas y de hélice	228
5.5 Veletas	229
5.6 Otros sensores de viento	230
5.7 Sensores y combinaciones de sensores para la medición de las componentes	231
5.8 Métodos de procesamiento de datos.....	231
5.8.1 Promediado.....	231
5.8.2 Ráfagas máximas y desviaciones típicas	232
5.8.3 Recomendaciones relativas al diseño de los sistemas de medición del viento.....	233
5.9 Exposición de los instrumentos de viento	234
5.9.1 Problemas de carácter general	234
5.9.2 Anemómetros en tierra	234
5.9.3 Anemómetros en el mar	236
5.9.4 Corrección de la exposición	237
5.10 Calibración y mantenimiento	238
Anexo. Longitud de rugosidad eficaz.....	240
Referencias y bibliografía complementaria	242
CAPÍTULO 6. MEDICIÓN DE LA PRECIPITACIÓN.....	244
6.1 Generalidades	244
6.1.1 Definiciones.....	244
6.1.2 Unidades y escalas	245
6.1.3 Requisitos meteorológicos e hidrológicos.....	245
6.1.4 Métodos de medición	245
6.1.4.1 Instrumentos	245
6.1.4.2 Medidores de referencia e intercomparaciones.....	246
6.1.4.3 Documentación	246
6.2 Emplazamiento y exposición.....	247
6.3 Medidores de precipitación no registradores.....	248
6.3.1 Medidores ordinarios.....	248
6.3.1.1 Instrumentos	248

	Página
6.3.1.2	Funcionamiento 250
6.3.1.3	Calibración y mantenimiento 250
6.3.2	Medidores totalizadores 250
6.4	Errores y correcciones en los medidores 251
6.5	Medidores de precipitación registradores 255
6.5.1	Medidor de precipitación de pesaje (o de pesada) 255
6.5.1.1	Instrumentos 255
6.5.1.2	Errores y correcciones 256
6.5.1.3	Calibración y mantenimiento 257
6.5.2	Pluviógrafo de cubeta basculante (o de balancín) 258
6.5.2.1	Instrumentos 258
6.5.2.2	Errores y correcciones 259
6.5.2.3	Calibración y mantenimiento 260
6.5.3	Pluviógrafo de flotador 261
6.5.4	Otros pluviógrafos 261
6.6	Medición del rocío, de la acumulación de hielo y de la precipitación de niebla 262
6.6.1	Medición del rocío y de la humedad de las hojas 262
6.6.2	Medición de la acumulación de hielo 263
6.6.2.1	Métodos de medición 263
6.6.2.2	Hielo en pavimentos 264
6.6.3	Medición de la precipitación de niebla 265
	Anexo 6.A. Pluviómetro enterrado de referencia normalizado 266
	Anexo 6.B. Emplazamientos para la intercomparación de la precipitación 268
	Anexo 6.C. Procedimiento normalizado para la calibración en laboratorio de pluviómetros de intensidad de lluvia por captación 269
	Anexo 6.D. Procedimientos que se sugieren para la corrección de las mediciones de la precipitación 272
	Anexo 6.E. Procedimiento para la calibración <i>in situ</i> de pluviómetros de intensidad de lluvia por captación 273
	Referencias y bibliografía complementaria 275
CAPÍTULO 7. MEDICIÓN DE LA RADIACIÓN	278
7.1	Generalidades 278
7.1.1	Definiciones 278
7.1.2	Unidades y escalas 279
7.1.2.1	Unidades 279
7.1.2.2	Normalización 279
7.1.3	Requisitos meteorológicos 281
7.1.3.1	Datos que se deben comunicar 281
7.1.3.2	Incertidumbre 281
7.1.3.3	Muestreo y registro 281
7.1.3.4	Tiempos de observación 281
7.1.4	Métodos de medición 282
7.2	Medición de la radiación solar directa 283
7.2.1	Radiación solar directa 284
7.2.1.1	Pirheliómetros patrón primarios 285
7.2.1.2	Pirheliómetros patrón secundarios 286
7.2.1.3	Pirheliómetros de campo y de red 287
7.2.1.4	Calibración de los pirheliómetros 288
7.2.2	Exposición 289
7.3	Medición de la radiación celeste global y difusa 289
7.3.1	Calibración de los piranómetros 290
7.3.1.1	Comparación con un pirheliómetro patrón y con un piranómetro de referencia en sombra 292
7.3.1.2	Comparación con un pirheliómetro patrón 293

	<i>Página</i>
7.3.1.3	Calibración alternada utilizando un pirheliómetro 293
7.3.1.4	Comparación con un piranómetro de referencia. 294
7.3.1.5	Comparación en laboratorio. 295
7.3.1.6	Comprobaciones de rutina de los factores de calibración 295
7.3.2	Funcionamiento de los piranómetros 296
7.3.2.1	Nivelación del sensor. 296
7.3.2.2	Cambio de la sensibilidad debido a variaciones de la temperatura ambiente 296
7.3.2.3	Variación de la respuesta con la orientación 296
7.3.2.4	Variación de la respuesta en función del ángulo de incidencia 296
7.3.2.5	Incertidumbres en los totales horarios y diarios. 297
7.3.3	Instalación y mantenimiento de los piranómetros. 297
7.3.3.1	Corrección para obstáculos en un horizonte libre 298
7.3.3.2	Instalación de piranómetros para medir la radiación global 298
7.3.3.3	Instalación de piranómetros para medir la radiación celeste difusa 299
7.3.3.4	Instalación de piranómetros para medir la radiación reflejada 300
7.3.3.5	Mantenimiento de los piranómetros. 300
7.3.3.6	Instalación y mantenimiento de piranómetros sobre plataformas especiales. 300
7.4	Medición de la radiación total y de onda larga. 301
7.4.1	Instrumentos para medir la radiación de onda larga. 301
7.4.2	Instrumentos para medir la radiación total. 305
7.4.3	Calibración de los pirgeómetros. 306
7.4.4	Instalación de pirradiómetros y de pirgeómetros 307
7.4.5	Registro y reducción de datos. 307
7.5	Medición de magnitudes de radiación especiales 308
7.5.1	Medición de la luz diurna 308
7.5.1.1	Instrumentos 308
7.5.1.2	Calibración 308
7.5.1.3	Registro y reducción de datos. 310
7.6	Medición de la radiación ultravioleta. 310
7.6.1	Instrumentos. 314
7.6.1.1	Sensores de banda ancha 314
7.6.1.2	Sensores de banda estrecha 315
7.6.1.3	Espectrorradiómetros 316
7.6.2	Calibración 317
Anexo 7.A.	Nomenclatura de las magnitudes radiométricas y fotométricas. 320
Anexo 7.B.	Magnitudes meteorológicas, símbolos y definiciones de radiación 322
Anexo 7.C.	Requisitos que deben reunir los Centros Radiométricos Mundiales, regionales y nacionales 324
Anexo 7.D.	Fórmulas útiles. 328
Anexo 7.E.	Radiación celeste difusa: corrección del efecto del anillo de sombra 331
Anexo 7.F.	Marco de gobernanza y trazabilidad de la irradiancia atmosférica de onda larga. 333
	Referencias y bibliografía complementaria 334
CAPÍTULO 8.	MEDICIÓN DE LA DURACIÓN DE LA INSOLACIÓN 336
8.1	Generalidades 336
8.1.1	Definición 336
8.1.2	Unidades y escalas 336
8.1.3	Requisitos meteorológicos 337
8.1.3.1	Aplicación de los datos de duración de la insolación 337
8.1.3.2	Correlaciones con otras variables meteorológicas. 337
8.1.3.3	Requisitos de los registradores automatizados. 338

	<i>Página</i>	
8.1.4	Métodos de medición	338
8.2	Instrumentos y sensores.	339
8.2.1	Método pirheliométrico	339
8.2.1.1	Generalidades	339
8.2.1.2	Fuentes de error	340
8.2.2	Método piranométrico	340
8.2.2.1	Generalidades	340
8.2.2.2	Fuentes de error	341
8.2.3	Heliógrafo de Campbell-Stokes (método de quemado)	341
8.2.3.1	Ajustes	342
8.2.3.2	Evaluación.	342
8.2.3.3	Versiones especiales.	343
8.2.3.4	Fuentes de error	343
8.2.4	Dispositivos de evaluación por contraste	343
8.2.5	Dispositivos de barrido y evaluación por contraste	344
8.2.5.1	Generalidades	344
8.2.5.2	Fuentes de error	344
8.3	Exposición del heliógrafo.	344
8.4	Fuentes generales de error	345
8.5	Calibración.	345
8.5.1	Métodos de exterior.	346
8.5.1.1	Comparación de los datos de duración de la insolación.	346
8.5.1.2	Comparación de señales analógicas	346
8.5.1.3	Método del umbral de irradiancia efectiva media	347
8.5.2	Método de interior	347
8.6	Mantenimiento	348
	Anexo 8.A. Algoritmo para estimar la duración de la insolación a partir de mediciones de la irradiancia global directa	349
	Anexo 8.B. Algoritmo para estimar la duración de la insolación a partir de mediciones de la irradiancia global a intervalos de 1 minuto	350
	Referencias y bibliografía complementaria	351
	CAPÍTULO 9. MEDICIÓN DE LA VISIBILIDAD.	353
9.1	Generalidades	353
9.1.1	Definiciones.	353
9.1.2	Unidades y escalas	354
9.1.3	Requisitos meteorológicos	355
9.1.4	Métodos de medición	355
9.2	Estimación visual del alcance óptico meteorológico	358
9.2.1	Generalidades.	358
9.2.2	Estimación del alcance óptico meteorológico durante el día	359
9.2.3	Estimación del alcance óptico meteorológico durante la noche	359
9.2.4	Estimación del alcance óptico meteorológico en ausencia de objetos distantes	361
9.2.5	Exactitud de las observaciones visuales.	362
9.2.6	Uso de cámaras.	363
9.3	Medición del alcance óptico meteorológico con instrumentos	363
9.3.1	Generalidades.	363
9.3.2	Instrumentos para medir el coeficiente de extinción.	364
9.3.3	Instrumentos para calcular el coeficiente de dispersión	366
9.3.4	Emplazamiento y exposición	368
9.3.5	Calibración y mantenimiento	369
9.3.5.1	Mantenimiento.	369
9.3.5.2	Calibración	372
9.3.6	Estimaciones de la exactitud de las mediciones del alcance óptico meteorológico.	373

	<i>Página</i>
9.3.6.1	Generalidades 373
9.3.6.2	Exactitud de los transmisómetros 374
9.3.6.3	Exactitud de los dispersómetros frontales. 375
9.3.6.4	Exactitud de los telefotómetros y medidores de extinción visual. . . . 375
Referencias y bibliografía complementaria 376	
CAPÍTULO 10. MEDICIÓN DE LA EVAPORACIÓN	377
10.1	Generalidades 377
10.1.1	Definiciones. 377
10.1.2	Unidades y escalas 377
10.1.3	Requisitos meteorológicos 377
10.1.4	Métodos de medición 378
10.2	Atmómetros. 379
10.2.1	Tipos de instrumentos 379
10.2.2	Mediciones realizadas mediante atmómetros 379
10.2.3	Fuentes de error 380
10.3	Evaporímetros de cubeta y tanques de evaporación 380
10.3.1	Cubeta estadounidense de clase A. 380
10.3.2	Evaporímetro ruso de cubeta GGI-3000 380
10.3.3	Tanque ruso de 20 m ² 381
10.3.4	Mediciones realizadas mediante cubetas y tanques de evaporación 381
10.3.5	Exposición 381
10.3.6	Fuentes de error 382
10.3.7	Mantenimiento 383
10.4	Evapotranspirómetros (lisímetros) 383
10.4.1	Mediciones realizadas mediante lisímetros. 384
10.4.2	Exposición 385
10.4.3	Fuentes de error 385
10.4.4	Mantenimiento 386
10.5	Estimación de la evaporación a partir de superficies naturales 386
Referencias y bibliografía complementaria 389	
CAPÍTULO 11. MEDICIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO	390
11.1	Generalidades 390
11.1.1	Definiciones. 390
11.1.2	Unidades 392
11.1.3	Requisitos meteorológicos 392
11.1.4	Métodos de medición 393
11.2	Medición gravimétrica directa del contenido hídrico del suelo 394
11.3	Contenido hídrico del suelo: métodos indirectos. 395
11.3.1	Métodos radiológicos 395
11.3.1.1	Método de dispersión neutrónica 395
11.3.1.2	Atenuación de rayos gamma 396
11.3.2	Características dieléctricas del agua del suelo 397
11.3.2.1	Reflectometría de dominio temporal. 397
11.3.2.2	Medición en dominio de frecuencias 398
11.4	Instrumentos para medir el potencial hídrico del suelo. 398
11.4.1	Tensiómetros. 398
11.4.2	Bloques de resistencia eléctrica 399
11.4.3	Psicrómetros 400
11.5	Selección del emplazamiento y tamaño de la muestra 400
11.6	Teledetección de la humedad del suelo. 401
11.6.1	Teledetección por microondas 402
11.6.1.1	Introducción 402
11.6.1.2	Radiómetros multifrecuencia 403
11.6.1.3	Dispersómetros 404

	<i>Página</i>
11.6.1.4	405
11.6.1.5	405
11.6.1.6	406
11.6.2	408
Referencias y bibliografía complementaria	410
CAPÍTULO 12. MEDICIÓN DE LA PRESIÓN, LA TEMPERATURA Y LA HUMEDAD EN ALTITUD	414
12.1	414
12.1.1	414
12.1.2	414
12.1.3	415
12.1.3.1	415
12.1.3.2	417
12.1.3.3	419
12.1.4	420
12.1.4.1	421
12.1.4.2	421
12.1.4.3	422
12.1.5	422
12.1.5.1	422
12.1.5.2	423
12.1.6	424
12.1.6.1	424
12.1.6.2	425
12.1.6.3	426
12.2	426
12.2.1	426
12.2.2	427
12.2.3	427
12.2.3.1	427
12.3	428
12.3.1	428
12.3.2	429
12.3.3	430
12.3.4	430
12.3.5	430
12.3.6	431
12.3.7	431
12.3.7.1	431
12.3.7.2	432
12.3.7.3	432
12.3.7.4	433
12.3.7.5	436
12.3.7.6	436
12.4	437
12.4.1	437
12.4.2	442
12.4.3	443
12.4.4	443
12.4.5	444
12.4.6	445
12.4.6.1	445
12.4.6.2	446
12.4.6.3	446
12.5	447

	<i>Página</i>
12.5.1 Aspectos generales.....	447
12.5.2 Sensores de silicio.....	447
12.5.3 Cápsula aneroide (capacitiva).....	448
12.5.4 Errores relacionados con el sensor de presión.....	448
12.5.4.1 Relación de los errores de la altura geopotencial respecto a los errores de presión.....	449
12.5.5 Utilización de observaciones de altura geométrica en lugar de observaciones con un sensor de presión.....	450
12.5.5.1 Generalidades.....	450
12.5.5.2 Método de cálculo.....	451
12.5.6 Fuentes de error en las mediciones directas de la altura.....	453
12.5.6.1 En las mediciones de la altura geométrica por sistemas mundiales de navegación por satélite.....	453
12.5.6.2 En las mediciones de la altura por radar.....	454
12.6 Equipo de la estación terrestre.....	455
12.6.1 Características generales.....	455
12.6.2 Programas informáticos para el procesamiento de datos.....	455
12.7 Operaciones de radiosondas.....	456
12.7.1 Correcciones de control inmediatamente antes del uso.....	456
12.7.2 Métodos de despliegue.....	457
12.7.3 Procedimientos para el lanzamiento de radiosondas.....	458
12.7.4 Suspensión de la radiosonda durante el vuelo.....	459
12.7.5 Seguridad pública.....	459
12.8 Comparación, calibración y mantenimiento.....	459
12.8.1 Comparaciones.....	459
12.8.1.1 Evaluación de la calidad utilizando predicciones a corto plazo.....	460
12.8.1.2 Comparación de mediciones del vapor de agua mediante teledetección.....	460
12.8.1.3 Pruebas de comparación de radiosondas.....	461
12.8.2 Calibración.....	462
12.8.3 Mantenimiento.....	463
12.9 Cálculos e información.....	464
12.9.1 Procedimientos de cálculo e información de las radiosondas.....	464
12.9.2 Correcciones.....	464
12.10 Cuestiones relativas a las compras.....	466
12.10.1 Utilización y actualización de los resultados de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad.....	466
12.10.2 Algunas cuestiones que han de considerarse en relación con las compras.....	466
Anexo 12.A. Requisitos actuales de incertidumbre a fin de alcanzar el punto de inflexión y el nivel óptimo para las mediciones por radiosonda.....	468
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).....	470
Anexo 12.C. Radiosondas inocuas para el medioambiente.....	475
Anexo 12.D. Directrices para la organización de intercomparaciones de radiosondas y para el establecimiento de sitios de ensayo.....	476
Referencias y bibliografía complementaria.....	483
CAPÍTULO 13. MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD.....	486
13.1 Generalidades.....	486
13.1.1 Definiciones.....	486
13.1.2 Unidades de medida del viento en altitud.....	486
13.1.3 Requisitos meteorológicos.....	487

	<i>Página</i>
13.1.3.1	Aplicaciones para operaciones meteorológicas 487
13.1.3.2	Mejoras en los procedimientos de notificación 488
13.1.3.3	Requisitos de incertidumbre. 488
13.1.3.4	Requisitos de altitud máxima 489
13.1.4	Métodos de medición 491
13.1.4.1	Seguimiento mediante señales de radionavegación 492
13.1.4.2	Seguimiento mediante antena direccional 492
13.2	Sensores e instrumentos de medición del viento en altitud 493
13.2.1	Sistemas de seguimiento de ayuda a la navegación 493
13.2.1.1	Disponibilidad de señales navaid. 494
13.2.1.2	Sistema de Posicionamiento Global. 494
13.2.2	Radar 495
13.2.2.1	Radares primarios 495
13.2.2.2	Radares secundarios 496
13.2.3	Radioteodolitos. 496
13.2.4	Teodolitos ópticos. 498
13.3	Métodos de medición 498
13.3.1	Consideraciones generales sobre el procesamiento de datos 498
13.3.2	Observaciones realizadas con sistemas de radionavegación 499
13.3.3	Observaciones realizadas con una antena direccional 500
13.3.4	Observaciones realizadas con globos piloto 500
13.4	Ubicación del equipo en tierra 501
13.5	Fuentes de incertidumbre 502
13.5.1	Generalidades. 502
13.5.1.1	Incertidumbres de seguimiento del objetivo 502
13.5.1.2	Incertidumbres en la asignación de altura 502
13.5.1.3	Movimiento del objetivo respecto de la atmósfera 503
13.5.2	Incertidumbres en los sistemas de medición del viento mediante GPS. 503
13.5.3	Incertidumbres de los sistemas que utilizan una antena direccional. 506
13.5.4	Incertidumbres en las observaciones con globos piloto 508
13.5.5	Incertidumbres de representatividad 509
13.6	Comparación, calibración y mantenimiento 511
13.6.1	Comparación 511
13.6.1.1	Control operativo por comparación con campos de predicción 512
13.6.1.2	Comparación con otros sistemas de medición del viento. 512
13.6.2	Calibración 512
13.6.3	Mantenimiento 513
13.7	Correcciones 513
	Referencias y bibliografía complementaria 515
CAPÍTULO 14. OBSERVACIÓN DEL TIEMPO PRESENTE Y DEL TIEMPO PASADO;	
ESTADO DEL TERRENO. 517	
14.1	Generalidades 517
14.1.1	Definiciones. 517
14.1.2	Unidades y escalas 517
14.1.3	Requisitos meteorológicos 518
14.1.4	Métodos de observación 518
14.2	Observación del tiempo presente y del tiempo pasado 519
14.2.1	Precipitación 519
14.2.1.1	Objetos de observación. 519
14.2.1.2	Instrumentos y dispositivos de medición: tipo de precipitación 519
14.2.1.3	Instrumentos y dispositivos de medición: intensidad y carácter de la precipitación. 522
14.2.1.4	Instrumentos y dispositivos de medición: enfoque multi-instrumental. 523
14.2.2	Transparencia atmosférica y partículas en suspensión 523
14.2.2.1	Objetos de observación. 523

14.2.2.2	Instrumentos y dispositivos de medición: características de la transparencia atmosférica y de las partículas en suspensión	524
14.2.3	Otros fenómenos meteorológicos	525
14.2.3.1	Objetos de observación.	525
14.2.3.2	Instrumentos y dispositivos de medición	526
14.2.4	Estado del cielo.	526
14.2.4.1	Objetos de observación.	526
14.2.4.2	Instrumentos y dispositivos de medición	526
14.3	Observación del estado del terreno	527
14.3.1	Objetos de observación.	527
14.3.2	Instrumentos y dispositivos de medición	527
14.4	Observación de fenómenos especiales	528
14.4.1	Fenómenos eléctricos	528
14.4.2	Fenómenos ópticos	528
	Anexo. Criterios para determinar la intensidad de precipitación débil, moderada o fuerte. . .	529
	Referencias y bibliografía complementaria	531
 CAPÍTULO 15. OBSERVACIÓN Y MEDICIÓN DE LAS NUBES		535
15.1	Generalidades	535
15.1.1	Definiciones.	535
15.1.2	Unidades y escalas	537
15.1.3	Requisitos meteorológicos	537
15.1.4	Métodos de observación y medición.	537
15.1.4.1	Nubosidad	537
15.1.4.2	Altura de la base de las nubes	538
15.1.4.3	Tipo de nubes.	539
15.2	Estimación y observación de la nubosidad, la altura de la base de las nubes y el tipo de nubes por observadores humanos	539
15.2.1	Realización de estimaciones efectivas	539
15.2.2	Estimación de la nubosidad	539
15.2.3	Estimación de la altura de la base de las nubes	540
15.2.4	Observación del tipo de nubes.	540
15.3	Medición instrumental de la nubosidad con instrumentos.	540
15.3.1	Medición de la nubosidad mediante nefobasímetros láser.	542
15.3.2	Medición de la nubosidad mediante detectores de infrarrojos	543
15.3.3	Medición de la nubosidad mediante cámaras de cielo	544
15.4	Medición de la altura de la base de las nubes con instrumentos	544
15.4.1	Medición de la altura de la base de las nubes mediante nefobasímetros láser .	545
15.4.1.1	Método de medición.	545
15.4.1.2	Exposición e instalación	546
15.4.1.3	Fuentes de error	546
15.4.1.4	Calibración y mantenimiento.	547
15.4.2	Medición de la altura de la base de las nubes mediante nefobasímetros de haz giratorio.	548
15.4.2.1	Método de medición.	548
15.4.2.2	Exposición e instalación	549
15.4.2.3	Fuentes de error	549
15.4.2.4	Calibración y mantenimiento.	550
15.4.3	Medición de la altura de la base de las nubes mediante proyectores	550
15.4.3.1	Método de medición.	550
15.4.3.2	Exposición e instalación	550
15.4.3.3	Fuentes de error	550
15.4.3.4	Calibración y mantenimiento.	551
15.4.4	Medición de la altura de la base de las nubes mediante globos	552
15.4.4.1	Método de medición.	552
15.4.4.2	Fuentes de error	552
15.5	Medición del tipo de nubes con instrumentos	552

	<i>Página</i>
15.6 Otras propiedades relacionadas con las nubes.....	553
15.6.1 Visibilidad vertical	553
Referencias y bibliografía complementaria	554
CAPÍTULO 16. MEDICIÓN DE LA COMPOSICIÓN ATMOSFÉRICA	556
16.1 Generalidades	556
16.1.1 Definiciones y descripciones.....	557
16.1.2 Unidades y escalas	558
16.1.3 Principios y técnicas de medición.....	560
16.1.4 Garantía de la calidad	561
16.2 Mediciones del ozono (estratosférico)	563
16.2.1 Columna de ozono total	563
16.2.2 Medición del perfil de ozono	564
16.2.2.1 Método de Umkehr	564
16.2.2.2 Medición con ozonsonda	565
16.2.2.3 Otras técnicas de medición.....	565
16.2.3 Observaciones desde aeronaves y satélites	565
16.3 Gases de efecto invernadero	566
16.3.1 Dióxido de carbono (incluidos $\Delta^{14}\text{C}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en CO_2 , y los ratios O_2/N_2)....	566
16.3.2 Metano	568
16.3.3 Óxido nitroso	569
16.3.4 Halocarbonos y hexafluoruro de azufre	569
16.3.5 Teledetección de gases de efecto invernadero	569
16.4 Gases reactivos	570
16.4.1 Ozono troposférico (en superficie).....	570
16.4.2 Monóxido de carbono.....	571
16.4.3 Compuestos orgánicos volátiles.....	572
16.4.4 Óxido de nitrógeno	575
16.4.5 Dióxido de azufre	577
16.4.6 Hidrógeno molecular.....	578
16.5 Deposición atmosférica húmeda	578
16.5.1 Recogida de la muestra	579
16.5.2 Análisis químico	580
16.6 Aerosoles	583
16.6.1 Medición química de los aerosoles	584
16.6.2 Medición <i>in situ</i> de las propiedades radiativas de los aerosoles	588
16.6.3 Concentración del número y distribución por tamaño de las partículas.....	590
16.6.4 Núcleos de condensación de nube	591
16.6.5 Espesor óptico del aerosol.....	591
16.6.6 Lidar de aerosoles de la Vigilancia de la Atmósfera Global.....	592
16.7 Radiactividad natural	597
Anexo. Instalaciones centrales de la Vigilancia de la Atmósfera Global.....	598
Referencias y bibliografía complementaria	601

PREFACIO

En las guías de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) se describen las prácticas y los procedimientos que se invita a los Miembros a seguir o aplicar cuando establezcan y pongan en práctica disposiciones para dar cumplimiento al Reglamento Técnico de la OMM.

Una de las publicaciones más antiguas de esta serie es la *Guía de instrumentos y métodos de observación* (OMM-Nº 8), que se publicó por primera vez en 1950. La guía es el documento de referencia para todas las cuestiones relacionadas con los instrumentos y los métodos de observación en el marco del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM (WIGOS). La uniformidad, la trazabilidad y la calidad de los datos de observación son esenciales para la mayoría de las aplicaciones de la OMM, como el monitoreo del clima, la predicción numérica del tiempo, la predicción inmediata y el pronóstico de fenómenos meteorológicos adversos, que contribuyen a mejorar el bienestar de las sociedades de todo el mundo.

La finalidad principal de la guía es proporcionar orientación sobre las prácticas y los procedimientos más eficaces para llevar a cabo mediciones y observaciones meteorológicas, hidrológicas y medioambientales conexas a fin de cumplir los requisitos específicos de las distintas esferas de aplicación. También proporciona información sobre las capacidades de los instrumentos y sistemas que se utilizan habitualmente para realizar dichas observaciones. En el texto se describen los fundamentos teóricos de las técnicas y los métodos de observación, y se incluyen referencias y lecturas complementarias para obtener más información y detalles.

La continua evolución y normalización de las prácticas de medición y observación y el rápido desarrollo de nuevas técnicas y tecnologías de medición han hecho evolucionar la guía hasta convertirla en una publicación considerablemente más amplia que constituye una fuente de información fundamental y esencial. A partir de la edición de 2018, la guía se ha dividido en volúmenes que pueden actualizarse y publicarse de forma independiente.

La estructura de la guía actual es la siguiente:

volumen I — Medición de variables meteorológicas;
volumen II — Medición de variables criosféricas;
volumen III — Sistemas de observación;
volumen IV — Observaciones desde el espacio, y
volumen V — Garantía de la calidad y gestión de los sistemas de observación.

Esta edición de 2023 del volumen I fue aprobada por el Consejo Ejecutivo de la OMM en su 76ª reunión. En comparación con la edición de 2021 del volumen I, en esta edición se han actualizado el capítulo 12, dedicado a la medición de la presión, la temperatura y la humedad en altitud; el capítulo 13, dedicado a la medición del viento en altitud, y el capítulo 14, dedicado a la observación del tiempo presente y del tiempo pasado y al estado del terreno.

En nombre de la OMM, quisiera expresar mi más sincero agradecimiento al Comité Permanente de Mediciones, Instrumentos y Trazabilidad (SC-MINT) de la Comisión de Observaciones, Infraestructura y Sistemas de Información (INFCOM) y, en particular, a su Equipo de Expertos sobre Mediciones en Superficie y Subsuperficiales (ET-SSM), al Equipo de Expertos sobre Mediciones en Altitud (ET-UAM) y al Consejo Editorial, cuya ingente labor ha hecho posible la publicación de esta nueva edición.



(Profesora Celeste Saulo)
Secretaria General

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 el *Manual del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM* (OMM-N° 1160), la *Guía del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM* (OMM-N° 1165), la *Guía de sistemas meteorológicos de observación y distribución de información para los servicios meteorológicos aeronáuticos* (OMM-N° 731), la *Guía de prácticas hidrológicas* (OMM-N° 168), la *Guide to Agricultural Meteorological Practices* (WMO-No. 134) (Guía de prácticas meteorológicas agrícolas) y la *Guía de prácticas climatológicas* (OMM-N° 100).

La garantía de la calidad y el mantenimiento son especialmente importantes para las mediciones con instrumentos. A lo largo de la presente guía se formulan muchas recomendaciones con el fin de satisfacer los requisitos de rendimiento establecidos, que se describen en el [anexo 1.A](#). En particular, el [volumen V](#) está dedicado 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 CIMO¹, las 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. Esos CRI desempeñan un papel fundamental en la aplicación de la estrategia de la OMM para la garantía de la trazabilidad, que figura en el [anexo 1.B](#). En el [anexo 1.C](#) figuran sus atribuciones. Asimismo, atendiendo a la recomendación de la Comisión Técnica Mixta OMM/Comisión Oceanográfica Intergubernamental sobre Oceanografía y Meteorología Marina (CMOMM)² (véase el *Informe de la tercera reunión de la Comisión Técnica Mixta OMM/COI sobre Oceanografía y Meteorología Marina* (OMM-N° 1049), 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 del [volumen III](#) (anexo 4.A) de la presente guía. Además, para llevar a cabo la formación en meteorología, hidrología y ciencias afines a fin de satisfacer las necesidades de las regiones, se han creado los Centros Regionales de Formación³ de la OMM.

¹ Recomendación 19 (CIMO-IX), aprobada por la CIMO en su novena reunión (1985).

² Recomendación 1 (CMOMM-III), aprobada por la CMOMM en su tercera reunión (2009).

³ La información más reciente sobre los Centros Regionales de Formación y sus componentes se puede consultar en <https://community.wmo.int/en/wmo-regional-training-centres>.

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-N° 182) y el *Vocabulario Internacional de Metrología. Conceptos fundamentales y generales, y términos asociados (VIM)* (Comité Conjunto para las Guías en Metrología, 2012).

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 (*Compendio de apuntes de meteorología para la formación del personal agrometeorológico* (OMM-N° 551), el *Manual del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM* (OMM-N° 1160), 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.D](#) 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 instrumento en el emplazamiento seleccionado 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. Se recomienda que los metadatos sean lo más sencillos posibles, así como que sean adecuados para el fin previsto.

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 (véase [Guidelines on Climate Metadata and Homogenization](#) (WMO/TD-No. 1186) (Directrices sobre metadatos climáticos y homogenización)). 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 medioambientales necesarios. Los requisitos en términos de escala mundial, regional y nacional y según el ámbito de aplicación se describen en el *Manual del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM* (OMM-Nº 1160). El WIGOS, 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 instrumentos múltiples, en el que se aplica un algoritmo para calcular el resultado de los datos que ofrecen varios instrumentos captadores.

1.3 REQUISITOS GENERALES QUE HA DE CUMPLIR UNA ESTACIÓN METEOROLÓGICA

En el *Manual del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM* (OMM-Nº 1160) 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 al presente volumen):

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

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](#) del presente volumen), mediciones de la humedad del suelo ([capítulo 11](#) del presente volumen), del ozono y de la composición de la atmósfera ([capítulo 16](#) del presente volumen), y en algunas se recurre a sistemas de instrumentos especiales que se describen en el [volumen III](#) de la presente guía.

Los detalles de los métodos de observación y los instrumentos apropiados se recogen en los capítulos siguientes de la presente guía.

1.3.1 Estaciones meteorológicas automáticas

La mayoría de los elementos requeridos para fines sinópticos, climatológicos o aeronáuticos pueden medirse con instrumentos automáticos (véase el capítulo 1 del [volumen III](#) de la presente guía).

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 del [volumen V](#) de la presente guía.

1.3.3 Emplazamiento y exposición

1.3.3.1 Elección del emplazamiento

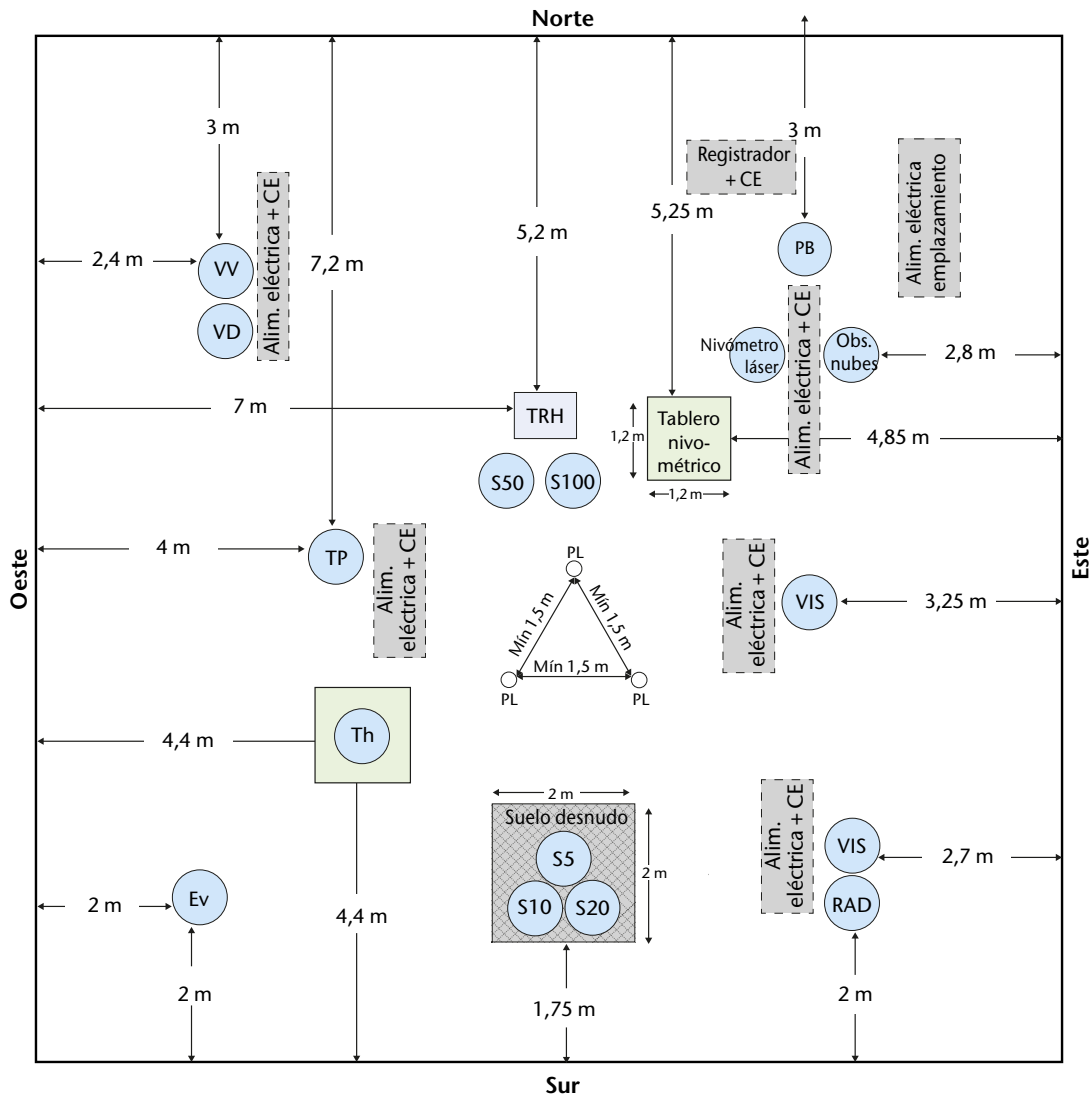
Las estaciones meteorológicas de observación están concebidas de modo que se puedan efectuar mediciones (u observaciones) representativas según el tipo de la estación de que se trate. Por tanto, una estación de la red sinóptica debería hacer observaciones que se ajusten a los requisitos de la escala 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 instrumentos captadores

asociados. En la publicación *Siting and Exposure of Meteorological Instruments* (WMO/TD-No. 589) (Emplazamiento y exposición de los instrumentos meteorológicos) 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 el terreno puede ser mucho más pequeño. 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 (véase el [capítulo 2](#) del presente volumen) (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.
- 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.



Leyenda

PB	Presión barométrica	S20	Temperatura del suelo a 20 cm
Ev	Evaporación	S50	Temperatura del suelo a 50 cm
CE	Caja de empalmes para datos	SOL	Duración de la insolación
TP	Tiempo presente	Th	Temperatura de la hierba
PL	Pluviómetro	TRH	Temperatura del aire y humedad relativa en la pantalla de protección contra las radiaciones
RAD	Radiación solar (piranómetro)	VIS	Alcance óptico meteorológico (visibilímetro)
S5	Temperatura del suelo a 5 cm	VV	Velocidad del viento
S10	Temperatura del suelo a 10 cm	VD	Dirección del viento

Cercado:
 Ideal = de protección contra ganado
 Puede ser necesario hacer ajustes para adaptarse a las necesidades de seguridad

Figura 1.1. Ejemplo de disposición de una estación de observación en el hemisferio norte que muestra las distancias mínimas habituales entre las instalaciones y el recinto. Es importante asegurarse de que las distancias reales son lo suficientemente grandes como para minimizar el impacto de los obstáculos circundantes.

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 precisión⁴. Las coordenadas de una estación son (de conformidad con la [Guía del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM](#) (OMM-N° 1165)):

- 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 (NMM)⁵, 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 NMM 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.

Si la estación se encuentra en un aeródromo, han de especificarse otras elevaciones (véanse el capítulo 2 del [volumen III](#) de la presente guía y la [Guía de sistemas meteorológicos de observación y distribución de información para los servicios meteorológicos aeronáuticos](#) (OMM-N° 731)). En el [Vocabulario Meteorológico Internacional](#) (OMM-N° 182), se dan definiciones de medidas de la altura y del NMM.

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.E](#) se describen las estrategias de atenuación de peligros comunes.

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

⁴ Para una explicación sobre el WGS-84 y las cuestiones relativas al registro, véase Organización de Aviación Civil Internacional (2002).

⁵ 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. Existen dos tipos de modelos utilizados en geodesia para definir una posición en el espacio. El primero es el elipsoide, que es funcionalmente una esfera deformada y es el modelo base utilizado por muchos Sistemas mundiales de navegación por satélite (GNSS). El segundo es el geoide, como la superficie equipotencial del campo gravitatorio terrestre que mejor se ajusta, en el sentido de los mínimos cuadrados, al NMM mundial. Los GNSS proporcionan alturas relativas para el elipsoide de referencia WGS 84 y deben corregirse para el geoide, ya que esta diferencia puede ser de hasta 100 m. El EGM96 del WGS-84 incluye tanto el elipsoide de referencia WGS-84 como el geoide EGM96. Para los usuarios que necesitan la altura local, como la presión o el nivel del mar, debe aplicarse un ajuste de la altura del GNSS al geoide. En algunas jurisdicciones, la autoridad geodésica nacional proporciona una corrección local a partir del elipsoide (WGS-84) que es más precisa y de resolución más fina que el geoide EGM96.

emplazamiento, que constituiría parte de los metadatos (véanse el [anexo 1.F](#) y *Guidelines on Climate Metadata and Homogenization* (WMO/TD-No. 1186)) (Directrices sobre metadatos climáticos y homogenización)).

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-Nº 100)) 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 el *Manual del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM* (OMM-Nº 1160) 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 del presente volumen ([anexo 3.A](#)) y sobre las sustancias químicas peligrosas (capítulo 8 del [volumen III](#) (secciones 8.5 y 8.6)).

En el caso de las radiosondas, hay que tener en cuenta la contaminación medioambiental a la hora de seleccionar los materiales de las radiosondas; en el capítulo 12 del presente volumen ([anexo 12.C](#)) se describen los problemas y las posibles soluciones en un futuro próximo para cada componente de las radiosondas.

A partir de la clasificación de la calidad de las mediciones de las estaciones terrestres de observación en superficie, puede obtenerse una estimación de la calidad global de los datos de medición ([anexo 1.G](#)). Este sistema, junto con la clasificación de emplazamientos de las

estaciones terrestres de observación en superficie ([anexo 1.D](#)), forma parte de los metadatos de un mensurando y proporciona una indicación de la idoneidad de una medición para una aplicación concreta.

1.4.2 **Repercusión del Convenio de Minamata**

El Convenio de Minamata sobre el Mercurio del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) entró en vigor a nivel mundial en agosto de 2017. Prohíbe toda producción, importación y exportación de instrumentos de observación (termómetros, barómetros y similares) que contengan mercurio (PNUMA, 2019). Este acuerdo es un tratado mundial para eliminar el uso del mercurio con el fin de proteger tanto la salud humana como el medioambiente de sus efectos adversos. Se acordó en el quinto período de sesiones del Comité intergubernamental de negociación, celebrado en Ginebra en enero de 2013.

El Convenio establece que "cada 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". En concreto, esa lista incluye los siguientes aparatos de medición no electrónicos, a excepción de los apartados 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) esfigmomanómetros.

Un reglamento similar entró en vigor en Europa el 10 de abril de 2014 (Reglamento (UE) N° 847/2012 de la Comisión) y varios fabricantes en Europa ya no pueden proporcionar instrumentos fabricados con mercurio.

Por lo tanto, ya no se recomiendan los instrumentos fabricados con mercurio y se recomienda encarecidamente adoptar las medidas adecuadas para poner en marcha una estrategia de migración que permita abandonar el uso de todos los instrumentos que contengan ese elemento. Gracias a los recientes avances en las tecnologías electrónicas y digitales, ahora se dispone de modernos barómetros, termómetros e higrómetros electrónicos digitales, que pueden constituir una alternativa económica, precisa y fiable a sus peligrosos precedentes fabricados con mercurio y ofrecen otras ventajas significativas en cuanto al almacenamiento de datos y la visualización de datos en tiempo real.

1.4.3 **Instrumentos registradores**

En muchos de los instrumentos registradores de tipo mecánico 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 UNIDADES DE MEDICIÓN Y TRAZABILIDAD

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 conjuntamente por la Oficina Internacional de Pesas y Medidas (BIPM), la Comisión Electrotécnica Internacional (IEC), la Federación Internacional de Química Clínica y Medicina de Laboratorio, la Cooperación Internacional de Acreditación de Laboratorios, la Organización Internacional de Normalización (ISO), la Unión Internacional de Química Pura y Aplicada, la Unión Internacional de Física Pura y Aplicada y la Organización Internacional de Metrología Legal, 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:

Sistema Internacional de Unidades (SI): Sistema de unidades, basado en el Sistema Internacional de Magnitudes, sus nombres y símbolos, incluida una serie de prefijos y sus nombres y símbolos, junto con las reglas para su uso, adoptado por la Conferencia General de Pesos y Medidas (CGPM).

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 100Ω 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: 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 de 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.

Cadena de trazabilidad metrológica: secuencia de patrones de medición y calibraciones que se utiliza para poner un resultado de medición en relación con una referencia.

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.

Jerarquía de calibración: secuencia de calibraciones desde una referencia hasta el sistema de medición final, donde el resultado de cada calibración depende del resultado de la calibración anterior.

1.5.2 **Garantía de la trazabilidad**

Las mediciones tienen un significado útil si los resultados no varían significativamente con el uso de diferentes instrumentos, operadores u otros parámetros en el proceso de medición. Esa confianza se basa en la reglamentación, los acuerdos internacionales y la garantía de calidad del proceso de medición. Está universalmente aceptado que se evalúe la calidad de las mediciones mediante una declaración cuantitativa, que es la incertidumbre de la medición asociada a su resultado. La confianza en el resultado de la medición y la incertidumbre declarada se basan en la trazabilidad de las mediciones, que abarca una cadena ininterrumpida y documentada de comparaciones que vinculan el resultado de la medición con una norma de medición convenida internacionalmente.

Las mediciones deben ser trazables en relación con una referencia definida y aceptada internacionalmente, que en la mayoría de los casos es el SI. La BIPM ha establecido y mantiene una infraestructura técnica y organizativa. El mantenimiento de los patrones nacionales y la difusión de la trazabilidad a nivel nacional dependen de los institutos nacionales de metrología o de los institutos designados. Las asociaciones regionales han establecido CRI para apoyar a los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales (SMHN) en la difusión de la trazabilidad de sus patrones meteorológicos nacionales y de los instrumentos de vigilancia medioambiental conexos. El mandato de los CRI figura en el [anexo 1.C](#).

La responsabilidad de la aplicación de la garantía de la trazabilidad a nivel nacional recae en el SMHN, que debe asegurar todos los pasos necesarios para lograr el objetivo de la estrategia. La falta de garantía de trazabilidad reduce en gran medida la confianza en las mediciones y su uso en las comunidades locales y mundiales.

La estrategia relativa a la garantía de la trazabilidad figura en el [anexo 1.B](#).

Los instrumentos en uso se enfrentan a condiciones medioambientales muy diferentes a las que se dan cuando están en un entorno de laboratorio controlado. Los factores que afectan a la cantidad medida *in vivo* (cantidades que influyen, deriva temporal y similares) también tienen que cuantificarse y documentarse para cada medición. Los factores con influencia estimados se sumarán al valor de la incertidumbre. Solo entonces se podrá comparar el resultado de una medición con cualquier otro resultado trazable medido en otro lugar y/o momento.

Para promover la normalización de las observaciones meteorológicas y afines y garantizar la publicación uniforme de las observaciones y estadísticas, se han elaborado conjuntos de procedimientos normalizados y prácticas recomendadas (capítulo 4 del [volumen V](#)).

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 las publicaciones de la ISO (2009) y la Unión Internacional de Física Pura y Aplicada (Cohen y Giacomo, 1987). Se debería utilizar el SI 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 (Thompson y Taylor, 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 la publicación *International Meteorological Tables* (WMO-No. 188) (Tablas meteorológicas internacionales) 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)⁶;
- b) temperatura, t , en grados Celsius (°C), o T , en kelvines (K);

Nota: Las escalas de temperatura Celsius y Kelvin deberían adaptarse a la definición exacta de la Escala Internacional de Temperatura (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 (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 (°);
- e) humedad relativa, U , en porcentaje (%);

Nota: La BIPM recomienda: “Cuando se utiliza cualquiera de los términos, %, ppm, etc. es importante indicar la cantidad adimensional cuyo valor se está especificando”. Por ejemplo, en el capítulo 4 se sigue esta recomendación utilizando el % de humedad relativa.

- f) precipitación (cantidad total) en milímetros (mm) o en kilogramos por metro cuadrado (kg m^{-2})⁷;
- g) intensidad de la precipitación, R_p , en milímetros por hora (mm h^{-1}) o en kilogramos por metro cuadrado y segundo ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)⁸;
- h) equivalente en agua de la nieve en kilogramos por metro cuadrado (kg m^{-2});
- i) evaporación en milímetros (mm);
- j) visibilidad en metros (m);

⁶ 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).

⁷ Suponiendo que 1 mm sea igual a 1 kg m^{-2} independientemente de la temperatura.

⁸ Recomendación 3 (CSB-XII), anexo 1, adoptada mediante la Resolución 4 (EC-LIII).

- k) irradiancia en vatios por metro cuadrado y exposición radiante en julios por metro cuadrado (W m^{-2} , 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 (m').

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

El metro geopotencial tipo se define como 0,980665 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 $T_0 = 273,15 \text{ K}$ ($t = 0,00 \text{ °C}$);
- b) temperatura absoluta del punto triple del agua $T = 273,16 \text{ K}$ ($t = 0,01 \text{ °C}$), según se define en la EIT-90;
- c) aceleración normal de la gravedad (g_n) = $9,80665 \text{ m s}^{-2}$.

Los valores de otras constantes se indican en la publicación [International Meteorological Tables](#) (WMO-No. 188) (Tablas meteorológicas internacionales) y el [Reglamento Técnico](#) (OMM-N° 49).

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 1.6.1.2](#), pero en la mayor parte de la presente 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 detección, de la que se obtiene un valor medio o suavizado para hacer una observación. En los capítulos 2 y 3 del [volumen V](#) de la presente guía se ofrece un enfoque más teórico de este aspecto.

Los términos *exactitud*, *error* e *incertidumbre* se definen minuciosamente en la [sección 1.6.1.2](#), 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 **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.

Instrumento de medición. Dispositivo utilizado para realizar mediciones, solo o en combinación con uno o varios dispositivos complementarios.

Ejemplos: termómetro de resistencia de platino, barómetro electrónico

Nota: "Instrumento" se utiliza a veces sin el complemento "de medición". Si el instrumento incluye un sensor, se puede utilizar el adjetivo "captador".

Sensor. Elemento de un sistema de medición que se ve directamente afectado por un fenómeno, cuerpo o sustancia que lleva una cantidad medible.

Ejemplos: bobina sensora de un termómetro de resistencia de platino, tubo de Bourdon de un manómetro

Nota: En ocasiones se utiliza la expresión "elemento captador" para este concepto.

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 (unidad), 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.

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.

Incetidumbre. 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 del [volumen V](#) de la presente guía se repiten algunas definiciones.

1.6.1.3 **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 τ es una variable característica del sistema que tiene la dimensión del tiempo.

La variable τ 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 del [volumen V](#)).

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

1.6.2 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 presente 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 que es 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.F](#)) 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 Wieringa y Rudel, 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.

1.6.3 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.

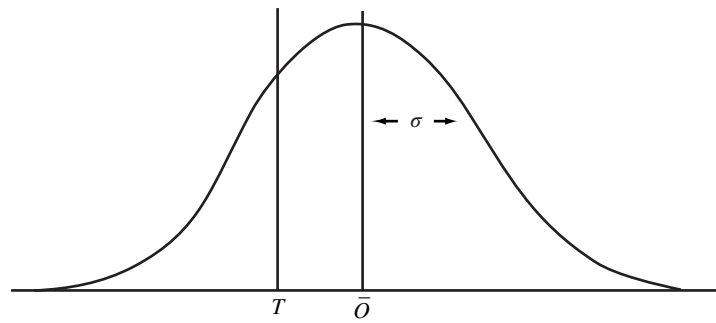


Figura 1.2. Distribución de datos en una comparación de instrumentos

1.6.3.1 **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):

- a) incertidumbre típica;
- b) incertidumbre ampliada;
- c) varianza, desviación típica;
- d) 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 gaussiana⁹, 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 σ es la desviación típica de los valores observados con respecto a sus valores medios

En esta situación se pueden identificar las siguientes características:

- a) 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 un instrumento de medición. Los errores sistemáticos ocasionados por efectos del medio ambiente o del emplazamiento solo pueden reducirse.
- b) 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 σ determinada tras n mediciones, donde n debería ser suficientemente grande. En principio, σ es una medición de la incertidumbre de \bar{O} .
- c) 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.

⁹ Sin embargo, cabe señalar que algunas variables meteorológicas no siguen una distribución gaussiana. Véase la sección 1.6.3.2.3.

- 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.

1.6.3.2 **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).

1.6.3.2.1 **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; σ 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 .

1.6.3.2.2 **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:

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

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

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.

1.6.3.2.3 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.

1.6.3.3 **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 1.6.1.2](#), puede expresarse como:

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

1.6.3.4 **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.

1.6.4 **Exactitud requerida**

1.6.4.1 **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 en la publicación *Performance Requirements of Aerological Instruments* (WMO-No. 267) (Requisitos de funcionamiento de los instrumentos aerológicos) 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.

1.6.4.2 **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.A](#) 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.A](#)¹⁰, en el que solo se indican los requisitos para las mediciones de superficie que se intercambian internacionalmente. En el *Manual del Sistema Integrado de Proceso y Predicción de la OMM* (OMM-Nº 485), 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 instrumentos captadores 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 instrumentos o sistemas típicos de que se dispone actualmente se indican en el [anexo 1.A](#)¹¹. 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](#) del presente volumen.

¹⁰ Establecidos por el Equipo de Expertos de la Comisión de Sistemas Básicos (CSB) sobre las Necesidades de Datos Procedentes de Estaciones Meteorológicas Automáticas (2004) y aprobados por el presidente de la CIMO para incluirlos en la presente guía tras celebrar consultas con los presidentes de las demás comisiones técnicas.

¹¹ Establecidas por el Equipo de Expertos de la CIMO sobre Técnicas de Medición en Superficie (2004) y confirmadas por el presidente de la CIMO para incluirlas en la presente guía.

ANEXO 1.A. 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 instrumento	Tiempo medio de obtención	Incertidumbre de medición alcanzable	Observaciones
1. Temperatura								
1.1 Temperatura del aire	-80 °C a +60 °C	0,1 K	I	0,3 K para ≤ -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 °C a +60 °C	0,1 K	I	0,5 K para ≤ -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 °C a +40 °C	0,1 K	I	0,1 K	20 s	1 min	0,2 K	
1.4 Temperatura del suelo	-50 °C 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 instrumento</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
2. Humedad								
2.1 Temperatura del punto de rocío	-80 °C 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	Temperatura de bulbo húmedo (psicrómetro)
								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.
					40 s	1 min	3 %	Estado sólido y otros La constante de tiempo y la incertidumbre alcanzable de los sensores de estado sólido pueden depender considerablemente de la temperatura y de la humedad.

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 instrumento</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
3. Presión atmosférica								
3.1 Presión	500-1 080 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 instrumento</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
4. Nubes								
4.1 Nubosidad	0/8-8/8	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-30 km	10 m	I	10 m para ≤ 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 instrumento</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
5. Viento								
5.1 Velocidad	0-75 m s ⁻¹	0,5 m s ⁻¹	P	0,5 m s ⁻¹ para ≤5 m s ⁻¹ 10 % para >5 m s ⁻¹	Constante de distancia 2 a 5 m	2 y/o 10 min	0,5 m s ⁻¹ para ≤5 m s ⁻¹ 10 % para >5 m s ⁻¹	<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 (sección 3.6) del volumen V de la presente 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°-360°	1°	P	5°	Coefficiente de amortiguamiento >0,3	2 y/o 10 min	5°	
5.3 Ráfagas	0,1-150 m s ⁻¹	0,1 m s ⁻¹	P	10 %		3 s	0,5 m s ⁻¹ para ≤5 m s ⁻¹ 10 % para >5 m s ⁻¹	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 instrumento</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
6. Precipitación								
6.1 Cantidad (diaria)	0-500 mm	0,1 mm	T	0,1 mm para ≤ 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	0-25 m	1 cm	I	1 cm para ≤ 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 ≤ 10 cm 10 % para >10 cm				

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 instrumento	Tiempo medio de obtención	Incertidumbre de medición alcanzable	Observaciones
6.4 Intensidad de la precipitación	0,02-2 000 mm h ⁻¹	0,1 mm h ⁻¹	I	(traza): n/a para 0,02 a 0,2 mm h ⁻¹ 0,1 mm h ⁻¹ para 0,2 a 2 mm h ⁻¹ 5 % para >2 mm h ⁻¹	<30 s	1 min	En condiciones de flujo constante en laboratorio, 5 % por encima de 2 mm h ⁻¹ , 2 % por encima de 10 mm h ⁻¹ <i>In situ</i> , 5 mm h ⁻¹ y 5 % por encima de 100 mm h ⁻¹	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 ⁻¹ : la constante de tiempo de los instrumentos 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)	0-24 h	60 s	T	n/a	60 s			Valor umbral de 0,02 mm h ⁻¹ .

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 instrumento</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
7. Radiación								
7.1 Duración de la insolación (diaria)	0-24 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 ⁻²	T	0,4 MJ m ⁻² para ≤8 MJ m ⁻² 5 % para >8 MJ m ⁻²	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 ⁻²	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 ⁻²	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 instrumento</i>	<i>Tiempo medio de obtención</i>	<i>Incertidumbre de medición alcanzable</i>	<i>Observaciones</i>
8. Visibilidad								
8.1 Alcance óptico meteorológico (MOR)	10-100 km	1 m	I	50 m para ≤ 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 (sección 3.6) del volumen V de la presente guía). Preferencia por el promediado de valores logarítmicos.
8.2 Alcance visual en la pista	10-2 000 m	1 m	P	10 m para ≤ 400 m 25 m para > 400 m a ≤ 800 m 10 % para > 800 m	<30 s	1 y 10 min	La mayor de 20 m o 20 %	De conformidad con el volumen II , adjunto A de OMM-N° 49 y Organización de Aviación Civil Internacional (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	0-40 000 cd m ⁻²	1 cd m ⁻²	I		30 s	1 min	10 %	Relacionada con la variable 8.2 Alcance visual en la pista.

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 instrumento	Tiempo medio de obtención	Incertidumbre de medición alcanzable	Observaciones
9. Olas								
9.1 Altura significativa de las olas	0-50 m	0,1 m	P	0,5 m para ≤ 5 m 10 % para >5 m	0,5 s	20 min	0,5 m para ≤ 5 m 10 % para >5 m	Promedio en 20 minutos para mediciones con instrumentos.
9.2 Período de las olas	0-100 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	0-360°	1°	P	10°	0,5 s	20 min	20°	Promedio en 20 minutos para mediciones con instrumentos.
10. Evaporación								
10.1 Cantidad de evaporación en el tanque evaporimétrico	0-100 mm	0,1 mm	T	0,1 mm para ≤ 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 Integrado de Observación de la OMM* (OMM-N° 1160). 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 2σ para una distribución normal (gaussiana) 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.
-

ANEXO 1.B. ESTRATEGIA PARA GARANTIZAR LA TRAZABILIDAD

1. INTRODUCCIÓN

La trazabilidad de los resultados de medición y calibración tiene una función esencial en muchas esferas de aplicación, desde la evaluación de la variabilidad climática y el cambio climático, como es obvio, hasta aspectos que pueden tener una considerable repercusión económica y jurídica, en el contexto de la emisión de avisos de fenómenos meteorológicos extremos, para proteger vidas y medios de subsistencia.

Garantizar la trazabilidad metrológica permite dar pleno crédito a la validez de los resultados de las mediciones, lo que lleva a confiar en las implicaciones de los datos de las mediciones: en las previsiones y advertencias derivadas de ellas y en los análisis climáticos y las tendencias derivadas de las mediciones. Ello, a su vez, da lugar a mejoras en la reducción del riesgo de desastres, la mitigación del cambio climático, el asesoramiento a las instancias normativas, la salud y la seguridad de las personas y la protección de la propiedad.

La CIMO reconoció que la falta de trazabilidad de los resultados de las mediciones era una de las principales preocupaciones, puesto que toda la capacidad potencial de WIGOS quedaría en entredicho sin una trazabilidad sistemática. Por lo tanto, la CIMO subrayó la necesidad de sensibilizar a los SMHN sobre la inevitabilidad de calibrar asiduamente los instrumentos, además de su mantenimiento preventivo y su comprobación periódica, como herramienta esencial para garantizar la trazabilidad y la calidad exigidas de los resultados de las mediciones.

Numerosos países en vías de desarrollo no disponen de ningún laboratorio de calibración para garantizar la trazabilidad de sus instrumentos. Algunos Miembros también se enfrentan a problemas con la calibración de sus instrumentos de red y están sustituyendo una estrategia de calibración integral por una política de controles de verificación sobre el terreno para determinar qué instrumentos no se ajustan a las incertidumbres requeridas y realizar calibraciones de laboratorio completas solo en esos instrumentos. Las verificaciones sobre el terreno deben abarcar todo el rango de medición, de forma similar a las calibraciones periódicas *in situ*, y deben distinguirse de las inspecciones sobre el terreno (véase la sección 4.3.4, capítulo 4 del [volumen V](#) de la presente guía), que normalmente se realizan en un punto (condiciones medioambientales) y se consideran calibraciones de “un solo punto”.

La estrategia que figura en el presente este anexo pretende basarse en las prácticas óptimas disponibles para reforzar los servicios de calibración y mejorar la garantía de trazabilidad en todos los Miembros de la OMM. Se centra en proporcionar directrices de aceptación general para aumentar la confianza en los resultados de las mediciones.

2. OBJETIVO DE LA ESTRATEGIA

El objetivo principal de la estrategia de calibración para garantizar la trazabilidad es asegurar la correcta trazabilidad de los resultados de las mediciones y calibraciones con respecto al SI, a través de una cadena ininterrumpida de calibraciones, cada una de las cuales contribuye a la incertidumbre de la medición.

Esta estrategia se aplica a las mediciones meteorológicas para las que está adecuadamente establecida una cadena de trazabilidad con respecto al SI (por ejemplo, mediciones de temperatura, presión atmosférica, humedad, velocidad del viento, precipitaciones y radiación solar).

La estrategia tiene por objeto brindar orientación sobre cómo alcanzar ese objetivo de forma eficaz y eficiente.

3. **RESPONSABILIDAD DE LA APLICACIÓN DE LA ESTRATEGIA**

La responsabilidad de la garantía de la trazabilidad recae en los Miembros de la OMM, que deben garantizar todas las calibraciones exigidas, así como otros pasos necesarios para lograr el objetivo de la estrategia.

Corresponde a cada SMHN elegir el enfoque más adecuado para su garantía de trazabilidad, pero se recomienda encarecidamente garantizar la trazabilidad metrológica de todos los resultados de las mediciones.

4. **FORMAS DE GARANTIZAR LA TRAZABILIDAD**

Simplificando la definición de la ISO y el JCGM, la trazabilidad metrológica podría describirse como un vínculo directo entre el resultado de una medición realizada sobre el terreno y el resultado obtenido por el proceso de calibración en un laboratorio de calibración. Garantiza que los diferentes métodos e instrumentos de medición que se utilizan en diferentes países y en diferentes momentos producen resultados de medición fiables, repetibles, reproducibles, compatibles y comparables. Cuando un resultado de medición es trazable desde el punto de vista metrológico, puede vincularse con confianza a las referencias de medición aceptadas internacionalmente.

En la cima de la cadena de trazabilidad metrológica hay una referencia definida y aceptada internacionalmente, en la mayoría de los casos el SI, cuya infraestructura técnica y organizativa ha sido creada y mantenida por la BIPM (www.bipm.org).

El marco en el que los institutos nacionales de metrología demuestran la equivalencia internacional de sus criterios de medición y sus certificados de medición y calibración se conoce como el acuerdo de reconocimiento mutuo del Comité Internacional de Pesos y Medidas (CIPM). Los resultados del acuerdo de reconocimiento mutuo constituyen la capacidad de calibración y medición de los institutos participantes (revisada por homólogos y aprobada) reconocida internacionalmente. La capacidad de calibración y medición aprobada y los datos técnicos justificativos están disponibles públicamente en la base de datos de comparaciones del CIPM (<http://kcdb.bipm.org/>).

Los institutos nacionales de metrología son responsables del mantenimiento de los criterios nacionales y de la difusión de la trazabilidad a nivel nacional, ya sea por cuenta propia o por conducto de los institutos designados. Los institutos designados son institutos experimentados que se encuentran jerárquicamente en la parte superior del sistema nacional de metrología, pero no forman parte de la estructura formal del instituto nacional de metrología. Están designados para ser responsables de determinados criterios nacionales y servicios conexos que no abarcan las actividades ordinarias de los institutos nacionales de metrología.

Una mayor difusión de la trazabilidad depende de los laboratorios de calibración acreditados cuyo sistema de gestión de la calidad esté acreditado por un organismo nacional de acreditación. Los organismos nacionales de acreditación suelen ser signatarios del acuerdo de reconocimiento mutuo de la Cooperación Internacional en Acreditación de Laboratorios, que garantiza la aceptación y la confianza en los certificados de calibración más allá de las fronteras nacionales.

Siempre que sea posible, todas las mediciones dentro de un país determinado tienen que ser trazables con respecto al SI.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, así como las capacidades y necesidades de los Miembros de la OMM, se pueden definir los siguientes escenarios de garantía de trazabilidad (o falta de ella) (los números indican las secciones posteriores en las que se trata la cuestión):

- 4.1 Trazabilidad totalmente garantizada: objetivo, alto nivel de confianza en las mediciones.

- 4.2 Trazabilidad garantizada (sin acreditación): buen nivel de confianza, con algunos riesgos; se recomienda mejorar.
- 4.3 Trazabilidad parcialmente garantizada: poca confianza y alto riesgo; se necesita mejorar.
- 4.4 Falta de trazabilidad: no se puede evaluar el nivel de confianza; se necesita mejorar urgentemente.

4.1 Trazabilidad totalmente garantizada: objetivo, alto nivel de confianza en las mediciones

Esta garantía de trazabilidad (figura 1.B.1) asegura la plena trazabilidad de los resultados de las mediciones meteorológicas proporcionadas por determinados SMHN, según las normas internacionales. Toda la cadena de trazabilidad está acreditada según la norma ISO/IEC 17025 y/o por el acuerdo de reconocimiento mutuo del CIPM.

Los instrumentos de campo de los SMHN deben calibrarse periódicamente en el laboratorio de calibración acreditado, para garantizar las mayores incertidumbres de medición posibles.

En el caso de que el laboratorio de calibración también esté acreditado para realizar calibraciones *in situ* que abarquen toda la gama de parámetros meteorológicos, pueden realizarse esas calibraciones, pero debe tenerse especial cuidado con las incertidumbres requeridas y alcanzables.

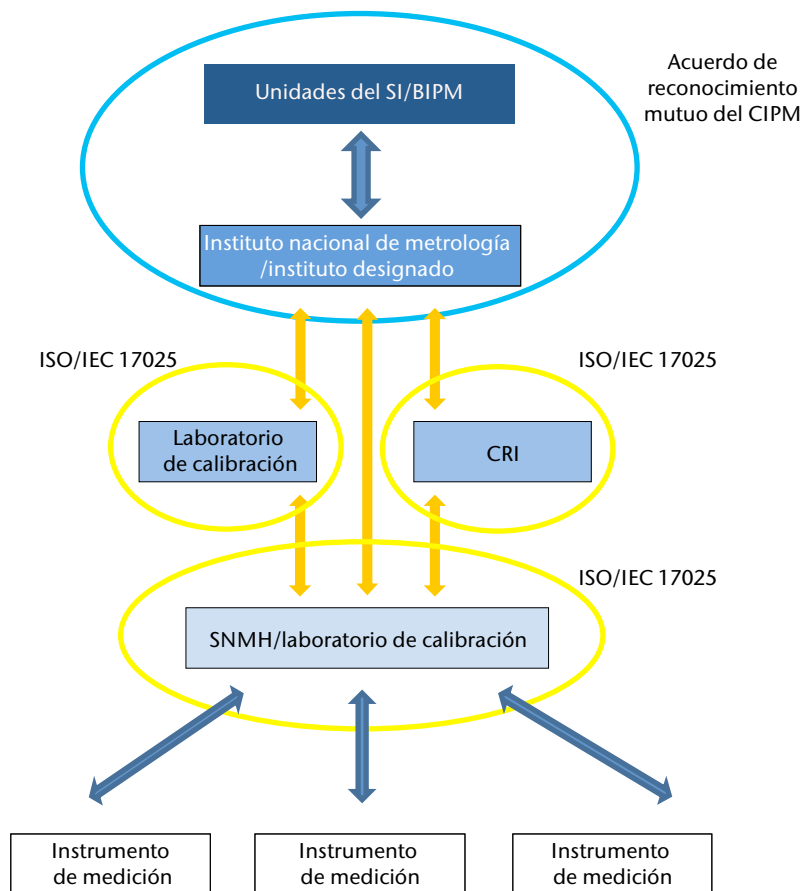


Figura 1.B.1 Trazabilidad totalmente garantizada: objetivo, alto nivel de confianza en las mediciones

Si las calibraciones *in situ* no están cubiertas por la acreditación, no deben utilizarse para garantizar la trazabilidad sistemática, sino únicamente como controles de verificación sobre el terreno. Los controles sobre el terreno no forman parte de la garantía de trazabilidad. Solo pueden utilizarse como un control de calidad complementario para determinar qué instrumentos funcionan fuera de las incertidumbres requeridas.

Para conseguir este resultado deben cumplirse las siguientes condiciones previas:

- El SMHN dispone de un laboratorio de calibración.
- El personal del laboratorio está capacitado y es competente para trabajar debidamente según los criterios del laboratorio y con sus equipos.
- Los criterios y los equipos de calibración cumplen con las incertidumbres previstas requeridas para las calibraciones de los instrumentos meteorológicos.
- Los criterios y los equipos de calibración son objeto de labores asiduas de calibración y mantenimiento.
- El sistema de gestión de la calidad, incluidos todos los procedimientos de calibración, las instrucciones de trabajo y los formularios, está adecuadamente documentado y se aplica en el trabajo del laboratorio.
- El laboratorio de calibración está acreditado según la norma ISO/IEC 17025.
- El laboratorio de calibración participa en ejercicios de comparación entre laboratorios.

Debe haber un compromiso decidido de la junta directiva del SMHN para apoyar el fortalecimiento continuo del laboratorio de calibración. Ese compromiso debería ir seguido de una política clara sobre las necesidades de calibración periódica de los instrumentos meteorológicos para los que existen criterios, bajo la responsabilidad del SMHN, incluida la definición de los intervalos de calibración así como la política relativa a la aplicación de los resultados de la calibración.

La trazabilidad de los criterios y los equipos del laboratorio debe garantizarse por medio de calibraciones en un instituto nacional de metrología, un instituto designado, un CRI de la OMM u otro laboratorio de calibración acreditado, con el objetivo de cumplir con los requisitos del Miembro en cuanto a la incertidumbre prevista.

El laboratorio de calibración del SMHN también debería, junto con otros departamentos pertinentes, establecer procedimientos destinados a evitar las lagunas en las mediciones sobre el terreno debido a las actividades de calibración. Para ello, se debe contar con una pequeña reserva de instrumentos calibrados que puedan utilizarse como conjunto de sustitución de los instrumentos de la red. Los instrumentos que se recuperen deben calibrarse en el laboratorio, formando, en consecuencia, un nuevo conjunto de sustitución, y así sucesivamente, hasta cubrir toda la red.

Podría garantizarse un control de calidad adicional realizando calibraciones *in situ* no acreditadas o controles de verificación sobre el terreno, pero solo para determinar qué instrumentos funcionan fuera de las especificaciones de incertidumbre. Esos instrumentos deben calibrarse según los métodos de calibración acreditados.

Los conjuntos de patrones itinerantes y/o dispositivos de calibración portátiles utilizados para calibraciones *in situ* no acreditadas o comprobaciones sobre el terreno deben calibrarse asiduamente en el laboratorio de calibración acreditado, y ser verificados antes y después de su uso sobre el terreno.

4.2 Trazabilidad garantizada (sin acreditación): buen nivel de confianza, con algunos riesgos; se recomienda mejorar

Este tipo de garantía de trazabilidad (figura 1.B.2) sigue siendo apropiado y aceptable, pero no garantiza la completa trazabilidad de los resultados de las mediciones meteorológicas. Es aplicable a los SMHN con instalaciones de calibración, pero que no están acreditadas según la norma ISO/IEC 17025. Aunque estos laboratorios de calibración no están acreditados, sus criterios de calibración deben ser calibrados por laboratorios de calibración acreditados, CRI acreditados o por laboratorios signatarios del acuerdo de reconocimiento mutuo del CIPM. La forma menos apropiada, pero aún aceptable, podría ser una calibración realizada por un CRI no acreditado, pero ese CRI debe demostrar una trazabilidad totalmente garantizada de sus criterios de calibración.

Los instrumentos de campo del SMHN deben calibrarse en el laboratorio de calibración (si existe) o *in situ* mediante dispositivos de calibración portátiles que se calibran a su vez en laboratorios acreditados y que cubren toda la gama de parámetros meteorológicos. Todas las calibraciones deben realizarse asiduamente para garantizar la mayor incertidumbre de medición posible.

Los controles de verificación sobre el terreno pueden utilizarse como un control de calidad adicional, con el fin de determinar qué instrumentos funcionan fuera de las incertidumbres requeridas, pero no para garantizar la trazabilidad.

Para conseguir este resultado deben cumplirse las siguientes condiciones previas:

- El SMHN dispone de un laboratorio de calibración, o al menos de dispositivos de calibración portátiles que abarcan toda la gama de parámetros meteorológicos medidos.

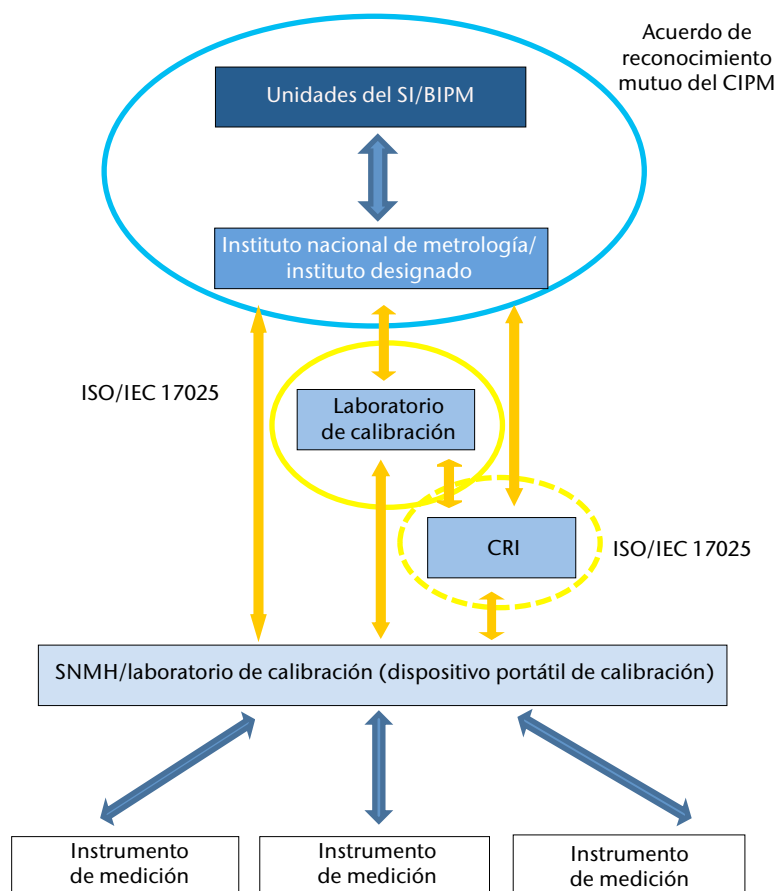


Figura 1.B.2 Trazabilidad garantizada (sin acreditación): buen nivel de confianza, con algunos riesgos; se recomienda mejorar

- El personal del laboratorio está capacitado y es competente para trabajar debidamente según los criterios de calibración y con los equipos de calibración.
- Los criterios y los equipos de calibración cumplen con las incertidumbres previstas requeridas para las calibraciones de los instrumentos meteorológicos.
- Los criterios y los equipos de calibración son objeto de labores asiduas de calibración y mantenimiento.

Además, son muy recomendables las siguientes medidas:

- El sistema de gestión de la calidad, incluidos todos los procedimientos de calibración, las instrucciones de trabajo y los formularios, debería documentarse adecuadamente y aplicarse en el trabajo del laboratorio.
- Aunque no estén acreditadas, las instalaciones de calibración deberían aplicar los requisitos de la norma ISO/IEC 17025.
- La participación en los ejercicios de comparación entre laboratorios sería de gran beneficio.

La trazabilidad de los criterios y equipos del laboratorio debe garantizarse mediante calibraciones en un instituto nacional de metrología, un instituto designado, un CRI u otro laboratorio de calibración acreditado. Los CRI no acreditados deben demostrar la trazabilidad de sus normas con respecto al SI a través de un laboratorio acreditado, un instituto nacional de metrología o un instituto designado.

Es deseable un compromiso decidido de la junta directiva del SMHN para apoyar el fortalecimiento continuo de las instalaciones de calibración. Ese compromiso debería ir seguido de una política definida sobre las necesidades de calibración periódica de todos los instrumentos meteorológicos, bajo la responsabilidad del SMHN, incluidos los intervalos de calibración así como la política relativa a la aplicación de los resultados de la calibración.

Deberían elaborarse los procedimientos para evitar lagunas en las mediciones sobre el terreno debido a las actividades de calibración. Una posible solución es que el SMHN disponga de una pequeña reserva de instrumentos calibrados que pueda utilizarse como conjunto de sustitución de los instrumentos de la red. Los instrumentos que se recuperen deben calibrarse asiduamente, formando, en consecuencia, un nuevo conjunto de sustitución, y así sucesivamente, hasta cubrir toda la red.

Podría garantizarse un control de calidad adicional realizando controles de verificación sobre el terreno, pero solo para determinar los instrumentos fuera de las especificaciones de incertidumbre. Los conjuntos de patrones itinerantes o dispositivos de calibración portátiles utilizados para comprobaciones sobre el terreno deben calibrarse asiduamente en el laboratorio de calibración, y ser verificados antes y después de su uso sobre el terreno.

4.3 **Trazabilidad parcialmente garantizada: poca confianza y alto riesgo; se necesita mejorar**

Esta forma de garantizar la trazabilidad (figura 1.B.3) es la menos adecuada y solo debe recurrirse a ella cuando no sean aplicables los dos supuestos anteriores. Es aplicable a los SMHN sin laboratorio de calibración ni dispositivos de calibración portátiles, pero con un equipo de inspección sobre el terreno.

El equipo de inspección sobre el terreno debe ser calibrado asiduamente por laboratorios de calibración acreditados, CRI acreditados, laboratorios de calibración signatarios del acuerdo de reconocimiento mutuo del CIPM o, en el peor de los casos, por CRI o laboratorios de calibración no acreditados. Esta última opción solo debe utilizarse en ausencia de todas las opciones mencionadas y exclusivamente cuando esos laboratorios puedan demostrar una trazabilidad totalmente garantizada de sus criterios de calibración.

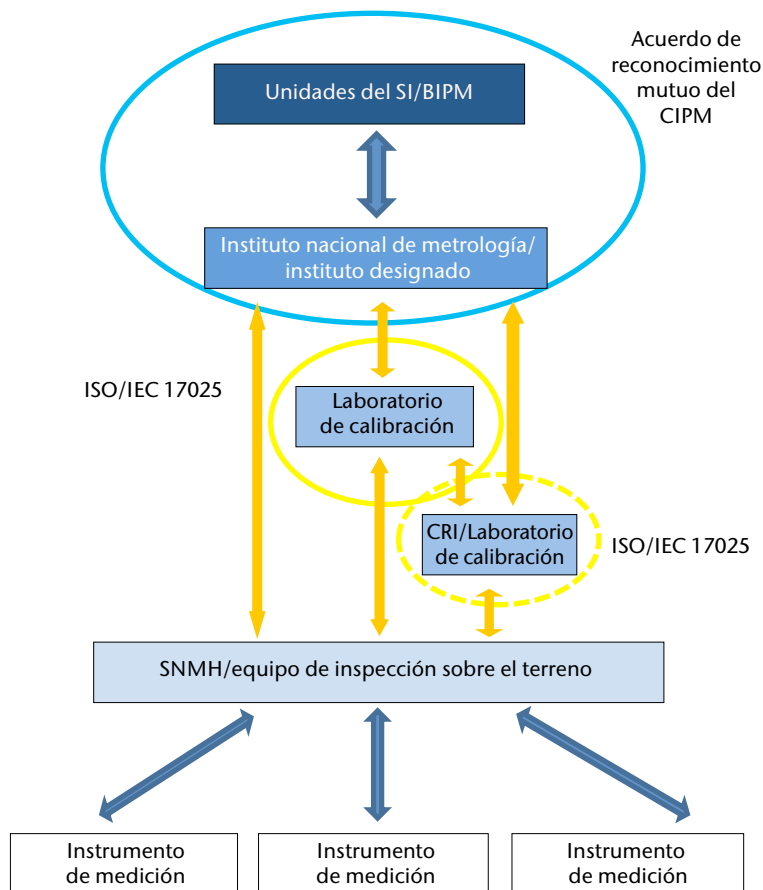


Figura 1.B.3 Trazabilidad parcialmente garantizada: poca confianza y alto riesgo; se necesita mejorar

Una inspección sobre el terreno no equivale a una calibración periódica en el laboratorio o a un control de verificación sobre el terreno, pero podría ser un medio aceptable para garantizar la calidad de las observaciones de la red. La inspección sobre el terreno puede considerarse una “calibración de un solo punto”.

Para permitir una trazabilidad al menos parcialmente garantizada, se anima a los Miembros a lograr los siguientes objetivos:

- Se debe adquirir un equipo de inspección sobre el terreno con las características metrológicas exigidas respecto a los instrumentos de campo y con un certificado de calibración emitido por un laboratorio de calibración acreditado.
- Un equipo de inspección sobre el terreno rentable debe incluir instrumentos itinerantes para la medición de, como mínimo, la presión, la temperatura, la humedad y la precipitación.
- El equipo de inspección sobre el terreno debe ser calibrado asiduamente por un laboratorio de calibración acreditado, por un CRI acreditado o por un instituto nacional de metrología o un instituto designado. En el caso de que no se disponga de servicios de calibración acreditados, el laboratorio de calibración elegido debe demostrar una trazabilidad totalmente garantizada.
- El equipo de inspección sobre el terreno debe ser revisado antes y después de su uso sobre el terreno y cotejado cuando exista más de un equipo.
- El personal designado para manejar el equipo de inspección sobre el terreno debe estar adecuadamente capacitado y ser competente para realizar inspecciones sobre el terreno.

- Los procedimientos técnicos para manejar el equipo de inspección sobre el terreno deben estar documentados.
- Las inspecciones sobre el terreno deberían realizarse periódicamente.
- Los resultados de las inspecciones sobre el terreno deben documentarse.

4.4 **Falta de trazabilidad: inapropiado**

La falta de trazabilidad metrológica da lugar a una falta de fiabilidad de las mediciones meteorológicas y, en consecuencia, reduce en gran medida la confianza en las implicaciones de los datos de las mediciones, como las previsiones meteorológicas, las alertas y los análisis climáticos. A la larga, esa situación pone en duda la utilidad de las mediciones meteorológicas para la comunidad mundial. Por lo tanto, las consecuencias de los resultados de las mediciones no trazables son graves.

Así pues, la trazabilidad de las mediciones es esencial y se insta a los Miembros de la OMM a que garanticen la trazabilidad de todas las mediciones bajo su responsabilidad.

ANEXO 1.C. CENTROS REGIONALES DE INSTRUMENTOS

Nota: La información sobre las capacidades y actividades de los Centros Regionales de Instrumentos (CRI) se puede consultar en https://community.wmo.int/activity-areas/imop/Regional_Instrument_Centres.

La Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación recomendó¹, en su decimoséptima reunión, celebrada en 2018, el siguiente mandato para todos los CRI.

Los CRI tendrán las capacidades y funciones correspondientes que se indican a continuación:

Capacidades:

- a) Todo CRI dispondrá de las instalaciones y el equipo de laboratorio necesarios para desempeñar las labores relacionadas con la calibración de 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) Todo CRI contará con personal directivo y técnico competente para el desempeño de sus funciones.
- d) Todo CRI elaborará sus propios procedimientos técnicos para la calibración de instrumentos meteorológicos y medioambientales conexos empleando sus propios equipos de calibración.
- e) Todo CRI tendrá y mantendrá actualizado un sistema de gestión de la calidad, de preferencia conforme con la norma ISO/IEC 17025.
- f) Todo CRI participará en comparaciones entre laboratorios de instrumentos y métodos de calibración normalizados, u organizará comparaciones de este tipo.
- g) Todo CRI, cuando corresponda, utilizará los recursos y las capacidades disponibles como mejor convenga a los Miembros.
- h) Todo CRI, en la medida de lo posible, aplicará las normas internacionales aplicables a los laboratorios de calibración, como la norma ISO/IEC 17025².
- i) Todo CRI deberá velar por que una autoridad reconocida o un equipo de evaluación de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) lo evalúe, al menos una vez cada cuatro años, para comprobar sus capacidades y rendimiento.

Funciones correspondientes:

- a) Todo CRI ayudará a los Miembros de la Región, y de otras Regiones si fuera necesario, a calibrar sus instrumentos meteorológicos patrón nacionales y sus instrumentos de vigilancia medioambiental conexos.
- b) Todo CRI participará en comparaciones entre laboratorios de instrumentos y/o las organizará, y respaldará las intercomparaciones de instrumentos de conformidad con las recomendaciones pertinentes de la OMM.

¹ Recomendación 2 (CIMO-17)

² Todo CRI acreditado con al menos un parámetro se denomina "CRI acreditado conforme a la norma ISO/IEC 17025". Se alienta encarecidamente a los CRI que no están acreditados a que lo hagan lo más pronto posible.

- c) Atendiendo a las recomendaciones pertinentes sobre el Marco de gestión de la calidad de la OMM, todo CRI aportará su ayuda a los Miembros en lo referente a la calidad de las mediciones.
 - d) Todo CRI atenderá las solicitudes de información de los Miembros en relación con el funcionamiento de los instrumentos, su mantenimiento y la disponibilidad de textos de orientación al respecto.
 - e) Todo CRI participará activamente en talleres sobre calibración y mantenimiento de los instrumentos meteorológicos y medioambientales conexos, o ayudará a organizarlos.
 - f) Todo CRI contribuirá a la normalización de las mediciones meteorológicas y medioambientales conexas.
 - g) Todo CRI llevará a cabo o apoyará la evaluación periódica de las necesidades de los Miembros en lo relativo a los servicios de ese Centro.
 - h) Todo CRI informará periódicamente a los Miembros, y presentará anualmente un informe sobre el particular a la Secretaría de la OMM, acerca de los servicios ofrecidos y las actividades realizadas.
-

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

(En el presente anexo figura el texto de la norma común ISO/OMM. También se ha publicado, con el mismo contenido, como ISO 19289:2014(E))

Nota: En el presente anexo, el término “sensor” no se utiliza de acuerdo con la definición que figura en la [sección 1.6.1.2](#) en este capítulo. Según esa definición, debería sustituirse por el término “instrumento”. Dado que este anexo es una mera reproducción del texto de la norma ISO, no se han hecho los cambios correspondientes.

INTRODUCCIÓN

Las condiciones del entorno de un emplazamiento¹ 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 km²).

1. ALCANCE

En este anexo² 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.

¹ Un “emplazamiento” es el lugar donde está instalado el instrumento.

² Si bien en la *Guía de instrumentos y métodos de observación* (OMM-Nº 8) de la OMM se hace referencia a esta parte como anexo de la presente guía, en el documento de la ISO aparece como norma.

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.

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 [sección 2.1.4.2.1](#), en el capítulo 2 de la presente guía). 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:
 - i) a más de 100 m de una fuente de calor o de una superficie reflectante (edificios, superficies de hormigón, aparcamientos y similares);
 - ii) a más de 100 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 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.

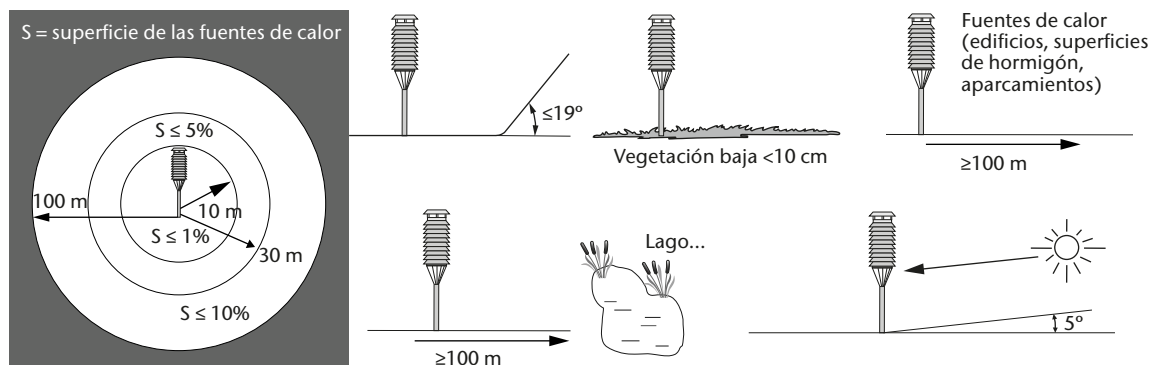


Figura 1.D.1 Criterios para la temperatura del aire y la humedad en emplazamientos de clase 1

2.3 Clase 2

- 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:
 - i) a más de 30 m de una fuente artificial de calor o de una superficie reflectante (edificios, superficies de hormigón, aparcamientos y similares);
 - ii) a más de 30 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° .

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.

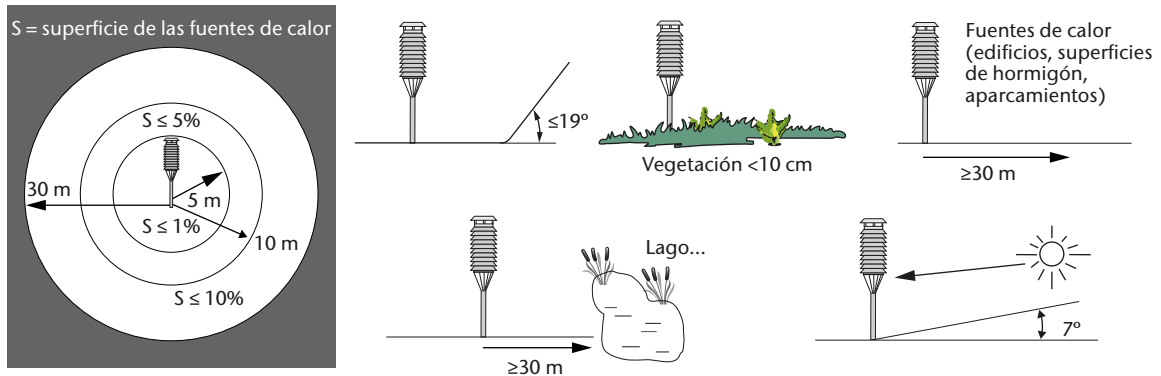


Figura 1.D.2. Criterios para la temperatura del aire y la humedad en emplazamientos de clase 2

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 y similares);
 - 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° .

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.

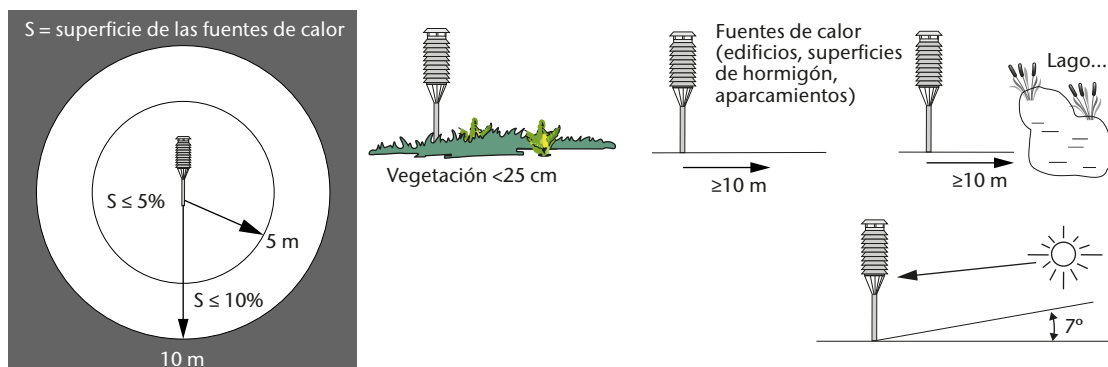


Figura 1.D.3. Criterios para la temperatura del aire y la humedad en emplazamientos de clase 3

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 y similares.) 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°.

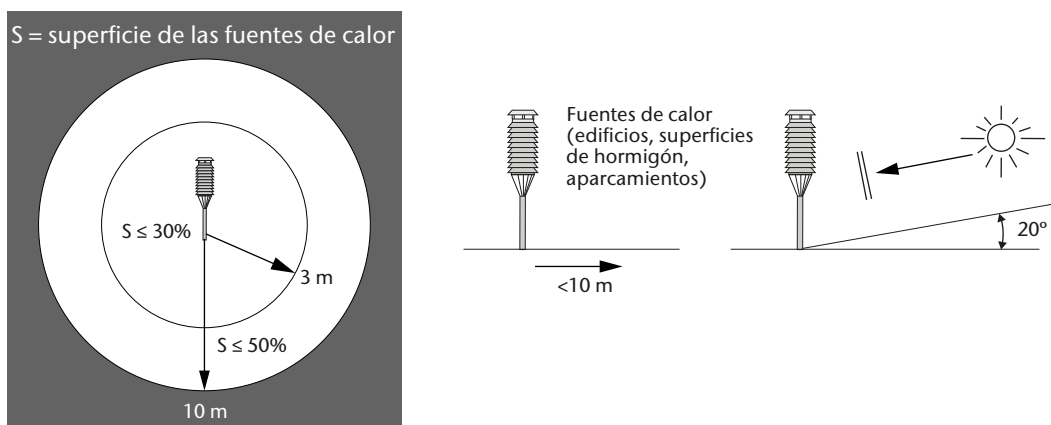


Figura 1.D.4. Criterios para la temperatura del aire y la humedad en emplazamientos de clase 4

2.6 Clase 5 (incertidumbre adicional estimada: hasta 5 °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°.

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°). El pluviómetro deberá estar rodeado de obstáculos bajos de altura uniforme, subyacente a ángulos de elevación de entre 14° y 26° (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°). 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.

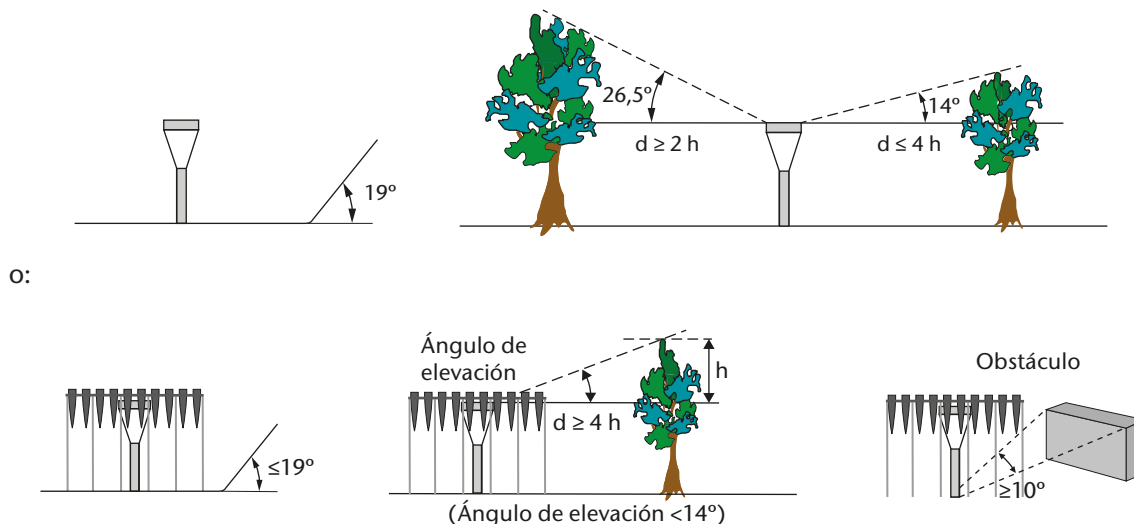


Figura 1.D.5. Criterios para la precipitación en emplazamientos de clase 1

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°).
- 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).

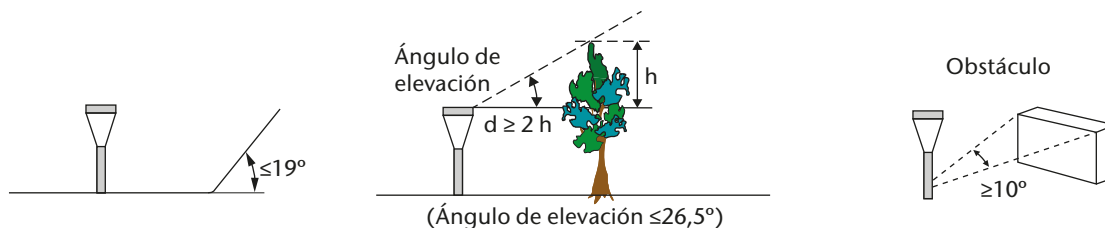


Figura 1.D.6. Criterios para la precipitación en emplazamientos de clase 2

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.

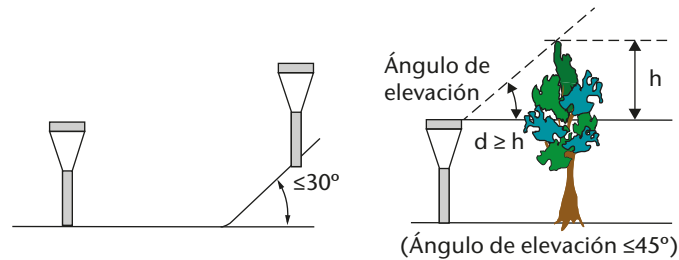


Figura 1.D.7. Criterios para la precipitación en emplazamientos de clase 3

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

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

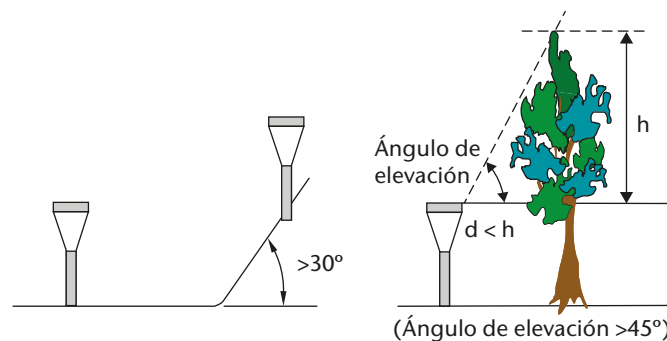


Figura 1.D.8. Criterios para la precipitación en emplazamientos de clase 4

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 y similares).

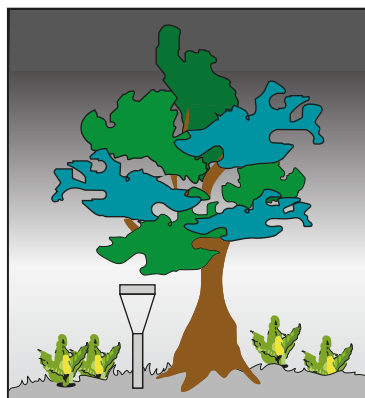


Figura 1.D.9. Criterios para la precipitación en emplazamientos de clase 5

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](#) del presente volumen. A continuación, como recordatorio, se reproduce la clasificación de rugosidad que figura en el [anexo al capítulo 5](#):

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

Clase	Breve descripción del terreno	z_0 (m)
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	≥ 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.

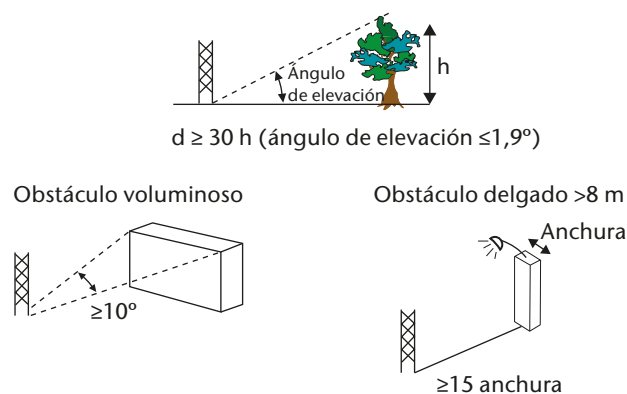
Los desniveles (positivos o negativos) del paisaje que no sean característicos del mismo, se considerarán obstáculos.

4.4 Clase 1

- El mástil debería situarse a una distancia equivalente al menos a 30 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 4 (longitud de rugosidad $\leq 0,1$ m).



Se ignoran los obstáculos de menos de 4 m de altura

Figura 1.D.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).

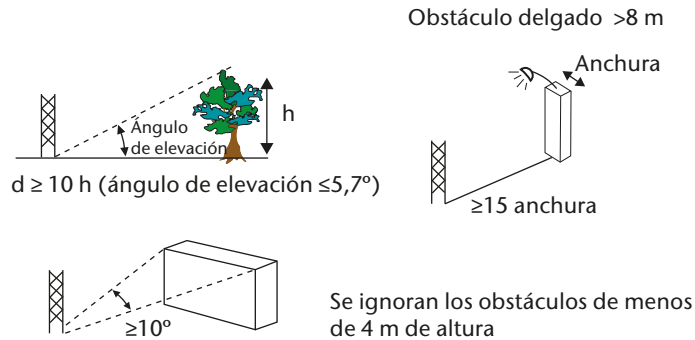


Figura 1.D.11. Criterios para el viento de superficie en emplazamientos de clase 2

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](#) del presente volumen). 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.

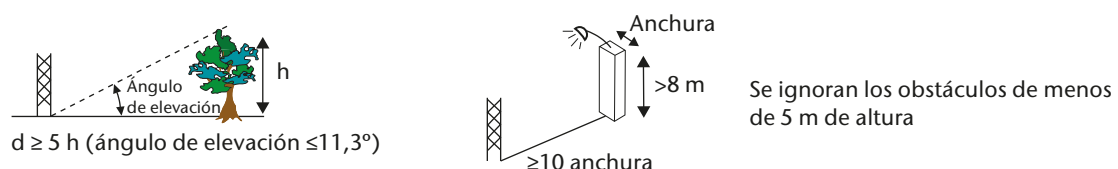


Figura 1.D.12. Criterios para el viento de superficie en emplazamientos de clase 3

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° 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.

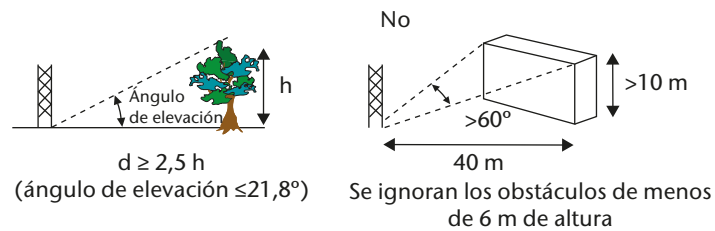


Figura 1.D.13. Criterios para el viento de superficie en emplazamientos de clase 4

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° . En el caso de las regiones situadas a una latitud superior o igual a 60° , este límite se reduce a 3° .
- No hay obstáculos reflectantes (que no proyecten sombras) con altura angular superior a 5° y una anchura angular total de más de 10° .

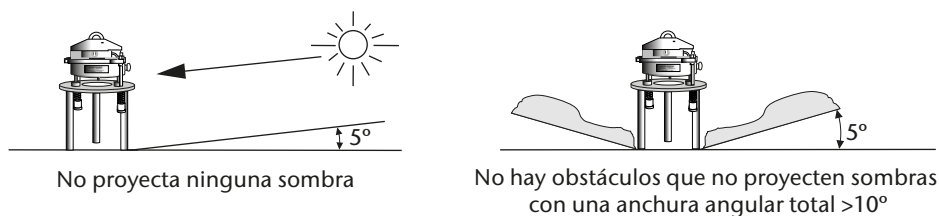


Figura 1.D.14. Criterios para la radiación global y difusa en emplazamientos de clase 1

5.3 Clase 2

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

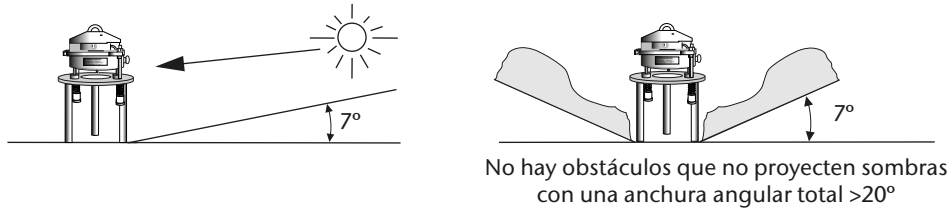


Figura 1.D.15. Criterios para la radiación global y difusa en emplazamientos de clase 2

5.4 Clase 3

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

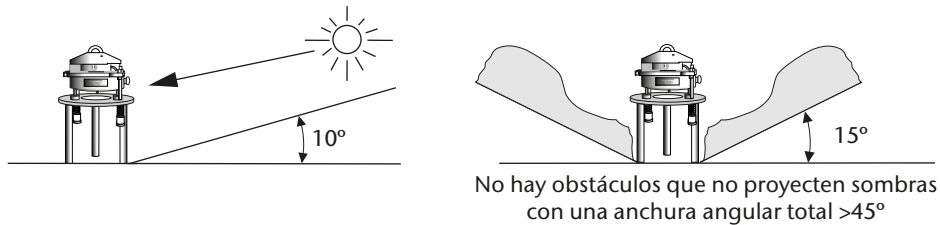
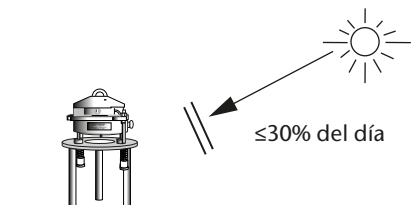


Figura 1.D.16. Criterios para la radiación global y difusa en emplazamientos de clase 3

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.D.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° .

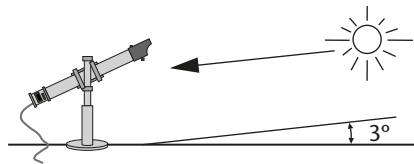


Figura 1.D.18. Criterios para la radiación directa y duración de la insolación en emplazamientos de clase 1

6.3 **Clase 2**

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

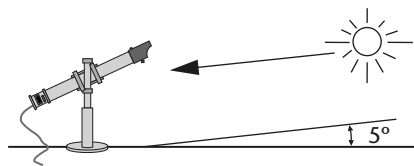


Figura 1.D.19. Criterios para la radiación directa y duración de la insolación en emplazamientos de clase 2

6.4 **Clase 3**

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

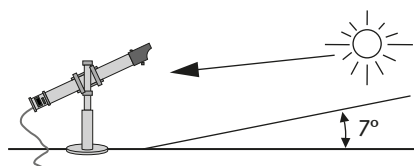
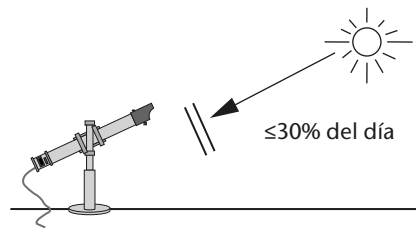


Figura 1.D.20. Criterios para la radiación directa y duración de la insolación en emplazamientos de clase 3

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.D.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.E. FUNCIONAMIENTO DE EQUIPOS EN ENTORNOS EXTREMOS

Los fenómenos meteorológicos extremos y los entornos climáticos adversos inciden directamente en las redes de observación y pueden provocar la interrupción de las funciones básicas de los SMHN. Los daños en los sistemas de observación y vigilancia en tiempo real durante un fenómeno meteorológico pueden limitar seriamente la eficacia de los servicios de predicción y alerta. La pérdida de observaciones en modo diferido influye en la capacidad de planificar fenómenos extremos y comprender su climatología.

La encuesta sobre la reducción de los riesgos de desastre de la OMM (2006)¹ a escala nacional indicaba que las sequías, las crecidas repentinas y las crecidas de los ríos, los vientos fuertes, las tormentas de gran intensidad, los ciclones tropicales, las mareas de tempestad, los incendios forestales y los incendios de gran amplitud en zonas silvestres, las olas de calor, los deslizamientos de tierra y los peligros aeronáuticos se contaban entre los diez peligros principales que afectaban a todos los Miembros. El mantenimiento de registros de observación de alta calidad (históricos y en tiempo real) es fundamental para las aplicaciones de reducción del riesgo de desastres. Esas observaciones son fundamentales para:

- a) detectar riesgos;
- b) reducir los riesgos mediante el suministro de alertas tempranas para apoyar la preparación y respuesta ante emergencias, así como la prestación de servicios climáticos para la planificación sectorial a medio y largo plazo;
- c) transferir riesgos mediante seguros y otros instrumentos financieros.

Así pues, las interrupciones de la vigilancia causadas por daños a los instrumentos y redes de observación como consecuencia de peligros naturales podían dificultar la prestación de servicios eficaces por parte de los SMHN, no solo durante y tras un desastre, sino también a largo plazo si no se procedía a la reconstrucción de esos sistemas.

En ese sentido, la CIMO hizo hincapié en su decimosexta reunión en que era fundamental que se concibieran instrumentos y redes de observación con arreglo a normas que les permitieran resistir los efectos de fenómenos meteorológicos extremos.

Hay una serie de factores que influyen en la robustez de los equipos, tanto de la infraestructura como de los sensores sobre el terreno. La forma más sencilla y eficaz de garantizar la disponibilidad de un sistema es diseñar su robustez desde el principio. Los factores que han de considerarse son:

- Disponibilidad de datos: uno de los primeros factores que hay que tener en cuenta. ¿Hay otras fuentes de información similares cerca? ¿Es esta la única información de la que disponen los pronosticadores y, por lo tanto, es fundamental en los fenómenos extremos? Si es así, será necesario un mayor esfuerzo en el diseño y la planificación de la estación para garantizar la disponibilidad de los datos. ¿Qué tipo de interrupciones puede tolerar? ¿Importa que los datos no estén disponibles de forma regular durante cinco minutos? ¿Importa que no estén disponibles durante un día? Todas estas cuestiones influyen en el diseño de la solidez del sistema y en el apoyo que se le presta.
- Amenazas: ¿cuáles son los fenómenos meteorológicos extremos que afectarán a la estación meteorológica en un lugar determinado? En un escenario ideal, todos los parámetros se controlarían al máximo. Sin embargo, la realidad de la financiación convierte esa opción en inviable. Señale los parámetros esenciales y concéntrese en garantizar su disponibilidad.

1 <https://library.wmo.int/idurl/4/32236>.

- Impactos medioambientales: cada lugar presenta sus propios retos. Revise la topografía para asegurarse de que cualquier labor sobre el terreno no estará supeditado a la erosión hídrica. Incluya en su consideración el tipo de suelo, las fuentes locales de contaminación, la proximidad al mar y la corrosión por sal, el riesgo de vandalismo, etc. Esas amenazas influyen tanto en el diseño como en los requisitos de mantenimiento.

Una vez que se aprecia la necesidad de la observación, y se han evaluado los puntos fuertes y débiles de la ubicación, se pueden analizar distintas estrategias de mitigación para maximizar la disponibilidad de las observaciones y minimizar el costo operativo. Esos enfoques quedan comprendidos en una de las categorías enumeradas en el cuadro 1.E.1.

Cuadro 1.E.1. Enfoques generales para mitigar el impacto de los entornos extremos en la instrumentación e infraestructura de observación

<i>Enfoque</i>	<i>Método</i>	<i>Puntos fuertes</i>	<i>Puntos débiles</i>
Redundancia del emplazamiento	Aumentar la densidad de las ubicaciones lugares y equipos de medición en las zonas críticas	Reducción del impacto de la pérdida de información de una sola ubicación gracias al aumento de la densidad de las mediciones	Aumento de los costos de capital y de las labores de mantenimiento.
		Posibilidad de utilizar soluciones de menor costo	Riesgo de que los datos sean de menor calidad y fiabilidad
		Permite el control de calidad de la red, lo que reduce potencialmente los costos de mantenimiento y predice los fallos del sistema	
Redundancia de instrumentos	Duplicar los instrumentos sensibles o vulnerables en un emplazamiento determinado	Mayor disponibilidad de datos Mayor flexibilidad para gestionar las interrupciones y el mantenimiento	Aumento de los costos de capital
Utilización de materiales medioambientalmente apropiados para las infraestructuras	Elija materiales diseñados para sobrevivir en entornos extremos (por ejemplo, acero marino y de alta calidad, plásticos resistentes a los rayos ultravioleta, madera de construcción con alto contenido en aceite)	Dependiendo del uso, los materiales durarán más y serán más resistentes Reduce la carga de mantenimiento	Suelen ser más caros tanto como materia prima como en la construcción
	Utilización de recintos y pasamuros adecuados	Reduce el riesgo de daños en el equipo causados por la entrada de agua o polvo	Posibilidad de que los costos a corto plazo aumenten ligeramente

<i>Enfoque</i>	<i>Método</i>	<i>Puntos fuertes</i>	<i>Puntos débiles</i>
Diseño	Utilización de ingenieros de estructuras para diseñar infraestructuras como los mástiles	<p>Garantiza que la infraestructura resistirá condiciones meteorológicas extremas</p> <p>Alarga la vida de las infraestructuras al reducir al mínimo el estrés causado por los impactos medioambientales</p> <p>Reduce el exceso de ingeniería y los costos asociados</p>	Posibilidad de que los costos a corto plazo aumenten ligeramente

En el cuadro 1.E.2 figuran ejemplos concretos de tipos de fenómenos y de la amenaza que suponen para las infraestructuras y los instrumentos en el futuro inmediato y a largo plazo. También se indican métodos de mitigación de esas amenazas. Estas mitigaciones se ajustan a los cuatro enfoques del cuadro 1.E.1. Las mitigaciones, a pesar de tener un carácter amplio, no son exhaustivas; son una recopilación de los conocimientos generales y la experiencia de diversos SMHN. Al aplicar cualquiera de estos métodos, el usuario tendrá que considerar el efecto en las mediciones en su situación. Aunque la mitigación puede funcionar para un problema concreto, también puede causar problemas en relación con otros parámetros. El usuario debe tener en cuenta el entorno específico antes de emplear cualquiera de las soluciones.

Cuadro 1.E.2. Peligros meteorológicos extremos, ejemplos de vulnerabilidad de la infraestructura y los sensores asociados y medidas de mitigación

Tipo de fenómeno	Granizada	
Causa	Característica de los sistemas meteorológicos como las tormentas eléctricas	
Consideraciones	¿A qué tamaño e intensidad de granizo tendría que hacer frente el sistema?	
	<ul style="list-style-type: none"> * Por lo general, el granizo de menos de 2,5 cm de diámetro no se considera significativo, mientras que el granizo de más de 4,5 cm crea una abolladura importante en un coche y el de más de 7 cm rompe los parabrisas. * Menos del 5 % del granizo tiene más de 2,5 cm de diámetro 	
Peligro dominante	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Impacto	<ul style="list-style-type: none"> * Daños en: radomos (golpes y agujeros); refugios para observadores (rotura de persianas); recintos de componentes electrónicos (golpes y agujeros); mástiles (golpes, melladuras o roturas). * Deterioro de las superficies revestidas * Daños en los paneles solares * Deterioro de las superficies revestidas 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de materiales de alta resistencia (como acero o fibra de carbono) para los materiales exteriores de los recintos y similares, y robustez y soporte adecuado de las estructuras * Utilización de radomos, refugios, recintos, etc. diseñados por componentes, que permitan el cambio de paneles * Utilización de materiales de alta resistencia que no necesiten pintura u otros métodos de revestimiento * Instalación de cubiertas desmontables de alta resistencia, rígidas y con soporte estructural * Utilización de materiales de alta resistencia y resistentes a la corrosión que no necesiten pintura u otros métodos de revestimiento
Peligro dominante	<i>Vulnerabilidad o impacto en los sensores</i>	<i>Mitigación</i>
Impacto	<ul style="list-style-type: none"> * Anemómetros mecánicos (daños en las copas en particular). Las copas de plástico pequeñas y ligeras son especialmente vulnerables * Anemómetros ultrasónicos (daños en los brazos y detectores que causan desalineación) * Instrumentos de radiación (daños en sus cúpulas) 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de instrumentos de gran resistencia contruidos con materiales rígidos. En función del uso, se puede contemplar la posibilidad de recurrir a materiales especializados, como la fibra de carbono * Utilización de soportes para instrumentos de gran residencia y brazos contruidos con materiales rígidos. En función del uso, se puede contemplar la posibilidad de recurrir a materiales especializados, como la fibra de carbono * Utilización de tecnologías alternativas, como anemómetros de tubo de pitot, que se basan en el diseño aerodinámico y tienen componentes mínimamente expuestos

Tipo de fenómeno	Crecida	
Causa	Resultado de sistemas meteorológicos importantes, como tormentas eléctricas, ciclones y similares. Las inundaciones pueden producirse aguas muy abajo del fenómeno meteorológico	
Consideraciones	<p>¿Se espera que el sistema vuelva a funcionar después de la inmersión?</p> <p>¿Qué cantidad e índice de precipitaciones máximas se prevén?</p> <p>¿Es el emplazamiento vulnerable a las inundaciones aguas arriba?</p>	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Entrada de agua	<ul style="list-style-type: none"> * Equipos montados en el suelo socavados o arrastrados por las aguas 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de sistemas de montaje que estabilicen el suelo circundante repartiendo la carga. Existen soluciones comerciales que utilizan una disposición de "trípode" sumergido que minimiza la alteración del suelo a la vez que reparte la carga * Diseño y alineación de los cimientos en paralelo a cualquier flujo superficial previsto para minimizar la presión hidrostática
Corrosión	<ul style="list-style-type: none"> * Equipos dañados por exposición al agua o inmersión 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de materiales como el acero inoxidable de calidad marina, el hierro o el acero galvanizados y los plásticos adecuados; evitar el uso de aluminio * Verificación de que todos los conectores estén envueltos en cinta impermeable para evitar la corrosión * Utilización de recubrimientos preventivos y materiales de impregnación, por ejemplo, aceite de pescado o pintura. * En entornos marinos, utilización de ánodos sacrificables
Contaminación	<ul style="list-style-type: none"> * Corrosión de componentes metálicos, especialmente conectores, soldaduras y juntas 	<ul style="list-style-type: none"> * Realización de un seguimiento periódico de los datos y de inspecciones asiduas y del mantenimiento de las infraestructuras y equipos en entornos vulnerables para gestionar el régimen de mantenimiento * Recubrimiento de las soldaduras, juntas y tuercas con grasa, por ejemplo, con silicona, incluso con mantequilla
Subida de tensión	<ul style="list-style-type: none"> * Pérdida de datos debido a un fallo de alimentación o de comunicaciones 	<ul style="list-style-type: none"> * Inclusión de las comunicaciones redundantes a través de un proveedor alternativo
Sedimentos	<ul style="list-style-type: none"> * Daños causados por los grandes sedimentos en el flujo de la corriente que afecta a las torres y las garitas * Daños en los revestimientos de protección 	<ul style="list-style-type: none"> * Refuerzo de las secciones inferiores de las torres hasta la altura prevista de las crecidas * Verificación de que todo el revestimiento de polvo u otro revestimiento esté libre de orificios y desconchones

Tipo de fenómeno	Crecida	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los instrumentos</i>	<i>Mitigación</i>
Entrada de agua	* Cualquier sensor no sumergible	<ul style="list-style-type: none"> * Montaje lo más alto posible del recinto del sistema de adquisición de datos para evitar que quede sumergida (estación al nivel del agua, por ejemplo) * Diseño y alineación de los cimientos en paralelo a cualquier flujo superficial previsto para minimizar la presión hidrostática * Utilización de juntas y recintos adecuados (con protección contra la entrada de agua o protección internacional) para los equipos, normalmente IP67 y superior, para olas y salpicaduras
Corrosión	<ul style="list-style-type: none"> * Sumersión de los equipos que se encuentran cerca de los caudales altos (contacto directo o erosión) * Equipos dañados por la exposición al agua o por inmersión, especialmente conectores, soldaduras y juntas 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de juntas y recintos adecuados para los equipos, normalmente IP67 y superior, para olas y salpicaduras * Utilización de juntas y recintos adecuados para los equipos, normalmente IP67 y superior, para olas y salpicaduras * Evitación de metales que no pasivan o que son susceptibles a la corrosión, por ejemplo, el acero de baja calidad * Inspección asidua del equipo para asegurar que toda la pintura y las superficies revestidas están libres de orificios y desconchones * Protección de conectores y abrazaderas con cinta impregnada de grasa o aceite u otros similares * Selección cuidadosa de tipos de metales en las juntas o utilización de separadores y lubricantes de aislamiento (grasa de alta viscosidad) a fin de garantizar la reducción de la electrolisis.
Contaminación	* Acumulación química o suciedad exterior en elementos captadores, como los elementos captadores de la humedad relativa	* Realización de inspecciones periódicas y de seguimientos de los datos para gestionar el régimen de mantenimiento
Sedimentos	* Daños causados por los grandes sedimentos en el flujo de la corriente que afecta a las torres y las garitas	* En las zonas inundables, elevación de los instrumentos y los recintos por encima del nivel de crecida

Tipo de fenómeno	Deslizamiento de tierra / alud de lodo	
Causa	Resultado de la precipitación en combinación con las condiciones inestables del suelo	
Consideraciones	<ul style="list-style-type: none"> * ¿Cuál es la pendiente del terreno? * ¿La zona está sometida a un largo período de lluvias moderadas? 	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Entrada de agua	<ul style="list-style-type: none"> * Equipos montados en el suelo socavados o arrastrados por las aguas 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de sistemas de montaje que estabilicen el suelo circundante repartiendo la carga. Existen soluciones comerciales que utilizan una disposición de "trípode" sumergido que minimiza la alteración del suelo a la vez que reparte la carga * Utilización de juntas y recintos adecuados para los equipos, normalmente IP67 y superior, para olas y salpicaduras * Montaje lo más alto posible del recinto del sistema de adquisición de datos para evitar que quede sumergido (estación al nivel del agua, por ejemplo)
Corriente de agua	<ul style="list-style-type: none"> * Equipos montados en el suelo socavados o arrastrados por las aguas 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de sistemas de montaje que estabilicen el suelo circundante repartiendo la carga. Existen soluciones comerciales que utilizan una disposición de "trípode" sumergido que minimiza la alteración del suelo a la vez que reparte la carga * Diseño y alineación de los cimientos en paralelo a cualquier flujo superficial previsto para minimizar la presión hidrostática
Lodo	<ul style="list-style-type: none"> * Destrucción total de casi todos los componentes 	<ul style="list-style-type: none"> * Emplazamiento del equipo en montículos locales, o preparar el terreno para redirigir el lodo y el agua alrededor del equipo
Sedimentos	<ul style="list-style-type: none"> * Destrucción total de casi todos los componentes * Véase también "Crecida" 	<ul style="list-style-type: none"> * Refuerzo de las secciones inferiores de las torres hasta la altura prevista del deslizamiento de tierra o el alud de lodo

Tipo de fenómeno	Deslizamiento de tierra / alud de lodo		
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los instrumentos</i>		<i>Mitigación</i>
Entrada de agua	*	Fallo de cualquier sensor no sumergible	<ul style="list-style-type: none"> * Montaje lo más alto posible del recinto del sistema de adquisición de datos para evitar que quede sumergido (estación al nivel del agua, por ejemplo) * Utilización de recintos y juntas adecuados para los sensores, normalmente IP67 y superior, para olas y salpicaduras
Corriente de agua	*	Desprendimiento de los instrumentos o sumersión de estos en el barro	* Montaje de los instrumentos a una altura superior a la prevista para un fenómeno de 20 a 50 años
Lodo	*	Destrucción total de casi todos los componentes	* Realización de inspecciones periódicas y de seguimientos de los datos para gestionar el régimen de mantenimiento

Tipo de fenómeno	Vientos fuertes	
Causa	Sistemas meteorológicos extremos, como ciclones, tormentas eléctricas y similares, con vientos superiores a 100 km h ⁻¹ (aproximadamente 27,8 m s ⁻¹)	
Consideraciones	<ul style="list-style-type: none"> * ¿Qué viento medio máximo y viento instantáneo máximo tendría que soportar un sistema? * ¿Hay mucho material que pueda arrastrar el viento como residuos durante un fenómeno? 	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Viento	<ul style="list-style-type: none"> * Daños en: radomos (golpes y agujeros); refugios para observadores (rotura de persianas); recintos de componentes electrónicos (golpes y agujeros); mástiles (golpes, melladuras o roturas). * Daños estructurales importantes debido a los residuos transportados por el viento * Daños estructurales debidos al arrastre y la presión del viento * Socavación de los soportes de las infraestructuras por la erosión y la tensión del viento * Creación de microfracturas, degradación de las uniones soldadas y aflojamiento de las abrazaderas, y problemas similares, debido a la vibración del viento 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de materiales de alta resistencia (como acero o fibra de carbono) para los materiales exteriores de las recintos y similares, y robustez y soporte adecuado de las estructuras * Utilización de radomos, refugios, recintos, etc. diseñados por componentes, que permitan el cambio de paneles * Utilización de cables de sujeción en el mástil de la torre/trípode para minimizar los daños causados por las vibraciones, fijados a anclajes adecuados, por ejemplo, anclajes de hormigón o físicos * Verificación de que todos los compartimentos y puertas se cierran de forma segura; posibilidad de incluir alarmas de aviso de apertura de puertas. * Cuando sea posible, un diseño de la infraestructura que reduzca la carga del viento utilizando superficies curvas y de bajo perfil * Posibilidad de considerar la aerodinámica del diseño para minimizar el arrastre y estabilizar la construcción * Realización de inspecciones asiduas, sobre todo después de fenómenos de consideración, para garantizar la integridad estructural de los cimientos y los soportes * Realización de inspecciones asiduas, sobre todo después de fenómenos de consideración, para garantizar la integridad estructural de los cimientos y los soportes * Refuerzo de los soportes de las principales infraestructuras, como los cables de sujeción de los mástiles, para limitar la flexión durante los vientos fuertes.
Residuos	<ul style="list-style-type: none"> * Daños graves en las torres 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de torres o trípodes con una capacidad de carga de viento adecuada * Fijación de los mástiles a anclajes adecuados, por ejemplo, de hormigón o físicos

Tipo de fenómeno	Vientos fuertes	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los instrumentos</i>	<i>Mitigación</i>
Viento	<ul style="list-style-type: none"> * Daños en los instrumentos debido a la fuerza del viento y a los pequeños residuos 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de instrumentos de alta resistencia * Utilización de instrumentos anemométricos con pocas piezas móviles, como los instrumentos de tubo de pitot, que utilizan la diferencia de presión, y los instrumentos de viento ultrasónicos, para eliminar las vulnerabilidades asociadas a las piezas móviles; sin embargo, estos pueden resultar dañados por los residuos que transporta el viento * Inspección y comprobación de que los instrumentos están instalados de forma adecuada y segura antes del fenómeno, y que los pluviómetros y las garitas están debidamente atornillados * Fijación o retirada de cualquier objeto o material suelto que pueda acabar como residuo transportado por el viento durante una tormenta. Inspección de los alrededores en busca de árboles o arbustos con ramas que puedan romperse o caer durante un episodio de vientos fuertes; preparación de su retirada * Utilización de una cuerda o cable de alta resistencia para sostener el brazo del anemómetro * Comprobación de que el cableado está bien asegurado y sujeto * Posibilidad de considerar la aerodinámica del diseño para minimizar el arrastre y estabilizar la construcción
Residuos	<ul style="list-style-type: none"> * Daños en los instrumentos debido a los residuos transportados por el viento 	<ul style="list-style-type: none"> * Limpieza de la zona alrededor del equipo y retirada cualquier material que pueda convertirse en un proyectil

Tipo de fenómeno	Tormentas	
Causa	Vientos fuertes, relámpagos y lluvias de las tormentas de más intensidad	
Consideraciones	* ¿Se prevé que los sistemas funcionen tras la caída de un rayo?	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Relámpagos	* Sobretensión eléctrica	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de protección contra sobretensiones eléctricas en el circuito de alimentación y de protección específica contra sobretensiones en cada canal supervisado (por ejemplo, temperatura, viento) * Utilización de una toma de tierra adecuada de la infraestructura a través de un colector (por ejemplo, varilla Franklin o bola estriada) a un conductor para la disipación a tierra. Nota: Todas las conexiones deben mantener una alta conductividad y los ángulos no deben ser mayores de 45 grados
Agua	* Corrosión	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de materiales adecuados, como el acero inoxidable o el acero galvanizado y plásticos adecuados * Utilización de recubrimientos preventivos y materiales de impregnación, por ejemplo, aceite de pescado o pintura. * En entornos marinos, utilización de ánodos sacrificables * Realización de inspecciones y mantenimientos asiduos de las infraestructuras y los equipos en entornos vulnerables
Véase también "Crecida"		
Véase también "Vientos fuertes"		

Tipo de fenómeno	Tormentas	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los instrumentos</i>	<i>Mitigación</i>
Relámpagos	<ul style="list-style-type: none"> * Instrumentos con exposición y sin tolerancia a las descargas eléctricas directas o indirectas 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de una sonda o placa, pináculo y similares con toma de tierra, en la torre o el trípode de la estación meteorológica * Utilización de dispositivos de supresión de sobretensiones entre los instrumentos y el sistema de adquisición de datos para proteger el sistema de adquisición de datos
Agua	<ul style="list-style-type: none"> * Ruido inducido * Corrosión de los conectores y elementos similares * Acumulación química exterior en elementos captadores, como los elementos captadores de la humedad relativa 	<ul style="list-style-type: none"> * Evitación de cables largos desprotegidos * Protección de conectores y abrazaderas con cinta impregnada de grasa o aceite u otros similares * Selección cuidadosa de tipos de metales en las juntas o utilización de separadores y lubricantes de aislamiento (grasa de alta viscosidad) a fin de garantizar la reducción de la electrolisis * Realización de inspecciones periódicas y de seguimientos de los datos para gestionar el régimen de mantenimiento
	Véase también "Crecida"	
	Véase también "Vientos fuertes"	

Tipo de fenómeno	Ciclón tropical	
Causa	Característica de un sistema meteorológico	
Consideraciones	* ¿Los vientos giratorios presentan algún riesgo adicional?	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Viento	* Vientos giratorios Véase también “Vientos fuertes”	* En el caso de infraestructuras que puedan girar con vientos fuertes, diseño de los soportes y los cables de manera que el viento no los impulse ni los haga girar más allá de los límites * Fijación o retirada de cualquier objeto o material suelto que pueda acabar como residuo transportado por el viento durante una tormenta. Inspección de los alrededores en busca de árboles o arbustos con ramas que puedan romperse o caer durante un episodio de vientos fuertes; preparación de su retirada
Residuos	Véase también “Vientos fuertes”	
Tipo de fenómeno	Tornado	
Causa	Subsistema meteorológico que se caracteriza por vientos fuertes y residuos arrastrados por el viento	
Consideraciones	* ¿Los vientos giratorios presentan algún riesgo adicional?	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Ejemplos de impacto en las infraestructuras</i>	<i>Mitigación</i>
Viento	* Vientos giratorios Véase también “Vientos fuertes”	* En el caso de infraestructuras que puedan girar con vientos fuertes, diseño de los soportes y los cables de manera que el viento no los impulse ni los haga girar más allá de los límites
Residuos	Véase también “Vientos fuertes”	

Tipo de fenómeno	Marea de tempestad
Causa	Resultados de los ciclones y el tiempo violento
Consideraciones	Restricciones
Corriente	Véase también "Tsunami"
Agua	Véase también "Crecida"
Residuos	Véase también "Crecida"

Tipo de fenómeno	Tsunami	
Causa	Independientemente de los factores meteorológicos, como resultado de un movimiento geológico, un deslizamiento de tierra bajo el agua o un meteoro	
Consideraciones		
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Corriente	* Erosión o pérdida de cimientos	<ul style="list-style-type: none"> * Verificación de que las zapatas de las torres y las garitas estén reforzadas para hacer frente a la fuerza del agua que se desplaza entre 2 y 20 m s⁻¹. Obsérvese que el alcance máximo del tsunami tierra adentro es significativamente mayor que la altura de la ola * Fijación de los mástiles y las grandes infraestructuras a las estructuras cercanas con cuerdas adicionales * Fijación o retirada de cualquier objeto o material suelto que pueda acabar como residuo transportado por el viento durante una tormenta. Inspección de los alrededores en busca de árboles o arbustos con ramas que puedan romperse o caer durante un episodio de vientos fuertes; preparación de su retirada
Agua	Véase también "Crecida"	
Residuos	Véase también "Crecida"	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los instrumentos</i>	<i>Mitigación</i>
Corriente	<ul style="list-style-type: none"> * Destrucción total de casi todos los componentes <p>Véase también "Crecida"</p> <p>Véase también "Crecida"</p>	<ul style="list-style-type: none"> * En las zonas propensas a los tsunamis, montaje de los instrumentos más allá del alcance máximo probable del tsunami tierra adentro

Tipo de fenómeno	Nevadas/ventiscas/engelamiento	
Causa	Sistemas de tiempo frío extremo y asociados a un tiempo frío y ventoso prolongado	
Consideraciones	<ul style="list-style-type: none"> * ¿Se prevé que los sistemas funcionen después de situaciones de congelación/deshielo? * ¿Los instrumentos o la infraestructura soportan temperaturas bajas constantes? 	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Frío y acumulación de hielo	<ul style="list-style-type: none"> * Deterioro de los refugios, los mástiles y elementos similares, debido al peso del hielo o la nieve * Debilitamiento de garitas y recintos causado por la expansión del agua helada en juntas, grietas y hendiduras * Torres/mástiles * Paneles solares cubiertos de nieve o hielo, lo que provoca la pérdida de energía 	<ul style="list-style-type: none"> * Investigación del uso de revestimientos y materiales que repelan el hielo * Verificación del mantenimiento correcto de las garitas y los recintos; utilización de materiales tolerantes al estrés por expansión y menos propensos a la putrefacción, como plásticos que no sean frágiles * Utilización de torres o mástiles que sean ligeramente flexibles o que vibren ligeramente para desprenderse de la nieve y el hielo * Inclinación de los paneles solares lo más cerca posible de la vertical para evitar la acumulación de nieve o hielo
Viento	<ul style="list-style-type: none"> * Fallo de la infraestructura (por ejemplo, el mástil) en caso de vientos fuertes debido a la acumulación de hielo 	<ul style="list-style-type: none"> * Elección de materiales que mantengan la elasticidad por debajo de la temperatura mínima prevista * Deshielo en un horario regular

Tipo de fenómeno	Nevadas/ventiscas/engelamiento	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los instrumentos</i>	<i>Mitigación</i>
Frío y acumulación de hielo	<ul style="list-style-type: none"> * Acumulación de hielo en los instrumentos, por ejemplo, anemómetros mecánicos, sensores ultrasónicos, sensores de lluvia y medidores * Capa de nieve o hielo en piranómetros o sensores de radiación * La acumulación de nieve o hielo en la infraestructura afecta al entorno de medición, por ejemplo, una capa de nieve o hielo en los sensores de temperatura y las garitas genera datos incorrectos (debido a una constante de tiempo mucho mayor) y provoca turbulencias alrededor de los anemómetros 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de instrumentos calefactables (por ejemplo, anemómetros) e instrumentos con ciclos de calor (por ejemplo, humedad), si es posible. Verificación de que el calentador no interfiere con otros instrumentos * Utilización de un flujo continuo de aire (idealmente aire seco) para evitar que el agua o la nieve se asienten, o que se forme hielo * Aplicación de cinta aislante térmica directamente a las superficies (resistencias eléctricas encajadas en una capa flexible o mediante un alambre de nicromo); más eficaz en los sensores sin partes móviles * Utilización de instrumentos con superficies o revestimientos que repelen el hielo * Rociadura con un líquido de punto de congelación bajo (como el glicol o el etanol) en los sensores durante los episodios de engelamiento; no apto para sensores de humedad * Montaje del sensor anemométrico en un mástil ligeramente flexible (por ejemplo, un mástil de tipo <i>windsurfer</i>) * En condiciones de engelamiento intenso, ninguno de estos métodos es eficaz. * Utilización de un flujo continuo de aire (idealmente aire seco) para evitar que el agua o la nieve se asienten, o que se forme hielo * Prevención del engelamiento o el deshielo de forma regular mediante los métodos mencionados anteriormente, como los materiales que repelen el hielo o los líquidos con un punto de congelación bajo * Reducir al mínimo la zona superficial de la infraestructura

Tipo de fenómeno	Avalancha	
Causa	Resultado de la acumulación de nieve en combinación con ciertas condiciones atmosféricas y del suelo	
Consideraciones	* ¿Cuál es la pendiente del terreno cerca del lugar?	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Masa y desechos	<ul style="list-style-type: none"> * Destrucción de la infraestructura en el trayecto de la avalancha * Paneles solares cubiertos de nieve o hielo, lo que provoca una posible pérdida de energía 	<ul style="list-style-type: none"> * Emplazamiento de la estación a más altitud en las laderas de las montañas * Construcción de una torre con varias células solares a diferentes alturas * Inclusión de baterías de reserva y alarmas por pérdida de tensión y suministro de corriente
	Véase también "Deslizamiento de tierra / alud de lodo"	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los instrumentos</i>	<i>Mitigación</i>
Masa y desechos	<ul style="list-style-type: none"> * Prácticamente todos * Capa de nieve o hielo en los sensores ópticos * Capa de nieve o hielo en piranómetros o sensores de radiación * Datos incorrectos (debido a una constante de tiempo mucho mayor) debido a la capa de nieve o hielo en los sensores de temperatura y las garitas 	<ul style="list-style-type: none"> * Construcción de una torre con varias series de sensores a diferentes alturas * En caso de que la capa sea fina, se puede considerar la posibilidad de la limpieza automatizada * Prevención del engelamiento o el deshielo de forma regular mediante los métodos mencionados anteriormente, como los materiales que repelen el hielo o los líquidos con un punto de congelación bajo
	Véase también "Nevadas/ventiscas/engelamiento"	
	Véase también "Deslizamiento de tierra / alud de lodo"	

Tipo de fenómeno	Tormenta de polvo	
Causa	Resultado de vientos fuertes en combinación con ciertas condiciones del terreno	
Consideraciones	¿Cuánto tiempo se prevé que los sistemas funcionen sin supervisión o mantenimiento? ¿Qué grado de protección se podría prever?	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Ablación	<ul style="list-style-type: none"> * Equipo que puede resultar dañado por el impacto de la arena o por quedar enterrado en ella * Fallo o deterioro de los revestimientos protectores que puede provocar orificios o corrosión general 	<ul style="list-style-type: none"> * Evitación del uso de materiales revestidos; elección de metal pulido * Inspección de las superficies pintadas, plásticas o recubiertas de polvo en busca de desconchones, grietas o hendiduras
Suciedad	<ul style="list-style-type: none"> * Acumulación de polvo o arena en los recintos * Obstrucción de la garita ventilada * Pérdida de energía o de comunicaciones 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de recintos con IP6X o superior * Diseño de los soportes y marcos para reducir al mínimo la acumulación de arena y suciedad * Realización de inspecciones y limpiezas periódicas * Inclusión de baterías de reserva y alarmas por pérdida de tensión y suministro de corriente * Inclusión de las comunicaciones redundantes a través de un proveedor alternativo

Tipo de fenómeno	Tormenta de polvo	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los sensores</i>	<i>Mitigación</i>
Ablación	* Equipo aspirado que atrae el polvo	* Detención de la aspiración cuando el viento o el recuento de partículas está por encima de un punto establecido
Suciedad	* Obstrucción de equipo no aspirado	<ul style="list-style-type: none"> * Aumento de la frecuencia de inspección de los equipos para eliminar la acumulación de polvo * Utilización de recintos bien selladas (con alto grado de IP) para el sistema de adquisición de datos, por ejemplo, IP68 * Aumento de la frecuencia de sustitución del filtro en entornos con mucho polvo * Diseño de los sensores para minimizar la superficie y la presencia de hendiduras y bolsas donde se pueda acumular la suciedad
	* Equipos ópticos y de radiación solar	* En caso de que la capa sea fina, se puede considerar la posibilidad de la limpieza automatizada diaria

Tipo de fenómeno	Incendios	
Causa	Resultado de un clima caluroso, un rayo o un acto de vandalismo	
Consideraciones	<ul style="list-style-type: none"> * ¿A qué temperatura puede llegar un incendio habitual? * ¿Cuánto tiempo es probable que el incendio se prolongue? 	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Calor y combustión	* Deformación de los componentes metálicos y plásticos	* Evitación de los plásticos con baja temperatura de fusión y de los metales ligeros
	* Fallo electrónico en caso de calor extremo	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de recintos que proporcionen algún tipo de aislamiento, como una doble capa * Verificación de que los componentes electrónicos están correctamente clasificados para su uso en el clima en el que se van a desplegar, por ejemplo, 20 °C-30 °C por encima de la temperatura máxima del clima
	* Daños que reducen el grado de IP	* Inspección y sustitución de las juntas
	* Destrucción de cualquier material combustible	<ul style="list-style-type: none"> * Construcción con materiales incombustibles, como el metal y el hormigón * Evitación de grietas y hendiduras en el diseño de las carcasas, y similares, donde puede haber brasas y chispas. Las aberturas deben estar protegidas o selladas cuando sea posible
	* Fallo de la integridad estructural de los mástiles y otras infraestructuras tras el fenómeno	* Realización de inspecciones periódicas para detectar fracturas por estrés, fatiga y crecimiento de grano en los componentes metálicos
Residuos	* Fallo o deterioro de los revestimientos protectores que puede provocar orificios o corrosión general	* Inspección de las superficies pintadas, plásticas o recubiertas de polvo en busca de desconchones, grietas o rajaduras
	* Daños por caída de residuos	* Emplazamiento del equipo en las zonas propensas a incendios con la distancia adecuada para evitar la caída de estructuras y árboles
Polvo	Véase también “Tormenta de polvo”	

Tipo de fenómeno	Incendios	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los instrumentos</i>	<i>Mitigación</i>
Calor y combustión	<ul style="list-style-type: none"> * Deformación de los recintos y fallo de los componentes electrónicos * Daños que reducen el grado de IP * Destrucción de cualquier material combustible * Sensores dañados por el efecto del calor (elementos de detección o carcasas) * Fallo de la integridad estructural de los mástiles y otras infraestructuras tras el fenómeno * Fallo o deterioro de los revestimientos protectores que puede provocar orificios o corrosión general 	<ul style="list-style-type: none"> * Evitación de los plásticos con baja temperatura de fusión y de los metales ligeros * Utilización de recintos que proporcionen cierto aislamiento, como una doble capa, y evitación de materiales aislantes combustibles * Inspección y sustitución de las juntas * Construcción con materiales incombustibles, como el metal y el hormigón * Verificación de que se utilizan los sensores adecuados para el clima en el que se están desplegando; por ejemplo, 20 °C-30 °C por encima de la temperatura máxima del clima para los componentes electrónicos y 5 °C-10 °C por encima para el rango de medición * Realización de inspecciones periódicas para detectar fracturas por estrés, fatiga y crecimiento de grano en los componentes metálicos * Inspección de las superficies pintadas, plásticas o recubiertas de polvo en busca de desconchones, grietas o rajaduras
Residuos	<ul style="list-style-type: none"> * Daños por caída de residuos 	<ul style="list-style-type: none"> * Emplazamiento del equipo en las zonas propensas a incendios con la distancia adecuada para evitar la caída de estructuras y árboles
Polvo	Véase también “Tormenta de polvo”	

Tipo de fenómeno	Sequía	
Causa	Resultado de períodos prolongados con escasez o ausencia de precipitación	
Consideraciones	¿Es necesario que las zapatas se adapten a los suelos dinámicos?	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Polvo	* Degradación de los cimientos del equipo en suelos arcillosos (agrietamiento, erosión)	* Utilización de sistemas de montaje que estabilicen el suelo circundante, como un anclaje físico que cause una alteración mínima del suelo a la vez que reparte la carga
Erosión	Véase también “Tormenta de polvo”	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los instrumentos</i>	<i>Mitigación</i>
Polvo	* Fallo electrónico	* Comprobación de si hay juntas secas en los componentes electrónicos
Erosión	* Filtros obstruidos	* Realización cambios de filtro más frecuentes en condiciones con mucho polvo

Tipo de fenómeno	Ola de calor/radiación solar	
Causa	Períodos prolongados de temperaturas elevadas o luz solar intensa	
Consideraciones	¿Los instrumentos o la infraestructura pueden soportar temperaturas elevadas constantes?	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Calor	* Pocos, a menos que las superficies exteriores tengan una baja tolerancia a la temperatura	* Evitación de los plásticos con baja temperatura de fusión y de los metales ligeros
	* Fallo electrónico por sobrecalentamiento	* Utilización de lonas o elementos similares para dar sombra a los componentes electrónicos y reducir el estrés térmico de los sistemas * Cuando sea posible, enterramiento de la caja electrónica. Nota: Hay que verificar que no pueda entrar agua * Utilización de refrigeración pasiva, por ejemplo, con un diseño de respiradero y chimenea. Nota: Hay que comprobar que esta medida no aumenta el riesgo de entrada de agua colocando el respiradero por encima de los niveles de agua previstos; utilización de filtros / rejillas para evitar la entrada de polvo y animales * Utilización de una refrigeración activa, por ejemplo, con ventiladores (téngase en cuenta las precauciones señaladas en relación con la entrada de agua, polvo y animales) * Utilización de refrigeradores activos como refrigeradores Peltier o acondicionamiento de aire
	* Antigüedad de soldaduras y uniones	* Realización de inspecciones más frecuentes para detectar la fatiga y el deterioro del metal
Irradiación	* Deterioro estructural debido a la exposición a los rayos UV	* Utilización de materiales resistentes a los rayos UV, como metales, maderas nobles o plásticos con estabilizadores ultravioleta
	* Decoloración y envejecimiento de los componentes de plástico	* Realización de inspecciones más frecuentes para detectar la distorsión y el deterioro de los recintos y las garitas en particular * Utilización de lonas o elementos similares para dar sombra a los componentes electrónicos y reducir el estrés térmico de los sistemas

Tipo de fenómeno	Ola de calor/radiación solar	
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los instrumentos</i>	<i>Mitigación</i>
Calor	<ul style="list-style-type: none"> * Sensores dañados por el efecto del calor (elementos de detección o carcasas) * Fallo de los instrumentos por sobrecalentamiento 	<ul style="list-style-type: none"> * Verificación de que se utilizan los instrumentos adecuados para el clima en el que se están desplegando; por ejemplo, 20 °C-30 °C por encima de la temperatura máxima del clima para los componentes electrónicos y 5 °C-10 °C por encima para el rango de medición * Cuando las mediciones no se vean comprometidas, utilización de refrigeradores Peltier o flujo de aire (pasivo y activo)
Irradiación	<ul style="list-style-type: none"> * Deterioro estructural debido a la exposición a los rayos UV 	<ul style="list-style-type: none"> * Utilización de materiales resistentes a los rayos UV, como metales, maderas nobles o plásticos con estabilizadores ultravioleta

Tipo de fenómeno	Terremoto/volcán	
Causa	Independiente de los factores meteorológicos	
Consideraciones		
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Erupción	* Volcán: enterramiento por la lluvia radiactiva; destrucción por contacto directo con el flujo de lava	* Aumento al máximo del uso de materiales ignífugos
Movimiento de tierras	* Terremoto: la mayoría de la infraestructura	* Utilización de sistemas de montaje que establezcan el suelo circundante, como un anclaje físico que cause una alteración mínima del suelo a la vez que reparte la carga
	* Capa de ceniza en los paneles solares: posible pérdida de energía	* Inclusión de baterías de reserva y alarmas por pérdida de tensión y suministro de corriente
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los instrumentos</i>	<i>Mitigación</i>
Erupción	* Volcán: contaminación por polvo	* Véase "Polvo"
Movimiento de tierras	* Terremoto: medidores de pesaje, instrumentos que no estén sujetos, por ejemplo, pluviómetros de cubeta basculante	
	* Capa de ceniza en los sensores ópticos	* En caso de que la capa sea fina, se puede considerar la posibilidad de la limpieza automatizada
	* Capa de ceniza en piranómetros o sensores de radiación	* En caso de que la capa sea fina, se puede considerar la posibilidad de la limpieza automatizada

Tipo de fenómeno	Seguridad	
Causa	Vandalismo	
Consideraciones		
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en la infraestructura</i>	<i>Mitigación</i>
Vandalismo	* Robo o daño intencionado	* Utilización de vallas * Utilización de herrajes no desmontables para los artículos de gran valor, como los paneles solares * En las zonas remotas, fomento del compromiso de la comunidad local en relación con el valor del servicio prestado por el equipo
Fauna y flora silvestres	* Masticación de cables * Daños en la infraestructura por el roce de los animales con el equipo	* Utilización de conductos resistentes o cables blindados * Utilización de vallas adecuadas para el ganado
<i>Peligro dominante</i>	<i>Vulnerabilidad o impacto en los instrumentos</i>	<i>Mitigación</i>
Vandalismo	* Robo o daño intencionado	* Utilización de vallas * En las zonas remotas, fomento del compromiso de la comunidad local en relación con el valor del servicio prestado por el equipo
Fauna y flora silvestres	* Ataques de aves a los sensores ultrasónicos * Contaminación y corrosión por excrementos de aves * Daños o desalineación de los sensores por el roce de los animales con el equipo	* Utilización de pinchos para pájaros en los bordes de los puntos en que se pueden posar * Utilización de pinchos para pájaros en los bordes de los puntos en que se pueden posar * Utilización de vallas adecuadas para el ganado

ANEXO 1.F. 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 (Wieringa y Rudel, 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 ≈ 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 la publicación [Guidelines on Climate Metadata and Homogenization](#) (WMO/TD-No. 1186) (Directrices sobre metadatos climáticos y homogenización), se da un ejemplo sobre el modo de proceder. Las clases utilizadas en este contexto para describir la rugosidad del terreno figuran en el [capítulo 5](#) del presente volumen. En la [Guía del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM](#) (OMM-N° 1165), se ofrece una descripción más amplia sobre el tema de los metadatos.

ANEXO 1.G. CLASIFICACIÓN DE LA CALIDAD DE LAS MEDICIONES DE LAS ESTACIONES TERRESTRES DE OBSERVACIÓN EN SUPERFICIE

1. FINALIDAD

El presente documento está destinado a los usuarios de datos de mediciones meteorológicas, los diseñadores y operadores de redes y los encargados de su gestión. Este documento tiene por objeto definir un esquema con las siguientes finalidades:

- la cuantificación de la calidad de las mediciones de los datos de una estación ya existente;
- la determinación de las características óptimas del sistema para ofrecer una solución adecuada para cada fin específico;
- la comprensión de las contribuciones a la calidad de las mediciones y la gestión eficaz de los activos;
- la adquisición y la evaluación de sistemas de medición;
- la prestación de asistencia al sector para que ofrezca soluciones destinadas a satisfacer las necesidades de los usuarios.

2. INTRODUCCIÓN

2.1 Este esquema, la clasificación de la calidad de las mediciones de las estaciones terrestres de observación en superficie (esquema de la clasificación de la calidad de las mediciones), junto con la clasificación de emplazamientos de las estaciones terrestres de observación en superficie (esquema de la clasificación de emplazamientos) ([anexo 1.D](#)), forma parte de los metadatos de un mensurando. Estos esquemas ayudan a todos los usuarios de datos a obtener una estimación de la calidad general de los datos que están utilizando.

2.2 Los esquemas no determinan si las mediciones son buenas o malas, sino que indican si una medición es adecuada para una aplicación en particular. Además, los esquemas proporcionan parámetros que permiten establecer una comparación entre los emplazamientos dentro de las redes de observación, o entre ellas, utilizando metadatos que se recopilan de manera normalizada. Los esquemas permiten a los operadores de redes evaluar sus estaciones, establecer objetivos adecuados en cuanto a la calidad de sus observaciones y determinar las esferas que puedan requerir mejoras.

2.3 En este documento se describe un esquema de clasificación de las mediciones de cuatro niveles basado en los mensurandos. Estos niveles permiten a los operadores de redes centrarse en el resultado deseado y ayudan a los usuarios de datos a comprender la calidad de los datos que reciben.

3. RELACIONES

3.1 Este esquema de clasificación establece vínculos entre diversas publicaciones de la OMM en materia de requisitos, en particular:

- las necesidades de los usuarios en materia de observación ([Herramienta de Análisis y Examen de la Capacidad de los Sistemas de Observación \(OSCAR\)/Requirements](#));
- los requisitos en materia de incertidumbre en las mediciones operativas y los requisitos de rendimiento de los instrumentos ([anexo 1.A](#));
- la clasificación de emplazamientos de las estaciones terrestres de observación en superficie ([anexo 1.D](#)).

3.2 Las necesidades de los usuarios se traducen en una incertidumbre total de la medición mediante la aplicación del esquema de la clasificación de las mediciones y el esquema de clasificación de los emplazamientos (véase la figura 1.G.1). La clasificación de las mediciones representa la incertidumbre realizada del sistema, mientras que la clasificación de los emplazamientos representa la incertidumbre en las mediciones debida al emplazamiento. La combinación de estos esquemas define la incertidumbre total de esa medición en el emplazamiento.

3.3 Todas las incertidumbres en las mediciones señaladas en el presente documento se expresan con un nivel de confianza del 95 % ($k = 2$), a menos que se especifique lo contrario.

3.4 Las necesidades de los usuarios de OSCAR y otras fuentes (véase la nota 2 del cuadro 1) se utilizaron para establecer las clases del esquema de clasificación de la calidad de las mediciones (véase el recuadro anaranjado de la figura 1.G.1). Este esquema abarca las siguientes fuentes de incertidumbre:

- Instrumento y calibración: el rendimiento del instrumento en condiciones controladas que se ajusta a lo establecido en el [anexo 1.A](#), por ejemplo, la constante de tiempo, la resolución y la trazabilidad de la calibración.
- Acoplamiento de instrumentos: el efecto de las interacciones físicas entre el instrumento y el entorno, por ejemplo, una garita de protección de la temperatura, un cabezal de presión estática.
- Mantenimiento y verificación: la influencia que el mantenimiento tiene en la incertidumbre de un sistema en el campo, por ejemplo, el método de limpieza y el intervalo de verificación.
- Efectos del entorno: la influencia de los fenómenos de campo en el rendimiento del instrumento, por ejemplo, el efecto de enfriamiento debido a la evaporación del agua depositada en una garita, o el efecto del viento en las mediciones de la precipitación y la presión. Estos efectos influyen en la precisión del instrumento y no están incluidos en el esquema de clasificación de los emplazamientos.

3.5 El recuadro sobre los “efectos del entorno” de la figura 1 está sombreado en gris para indicar que se trata de una esfera de investigación activa y que no todos los componentes están cuantificados adecuadamente.

3.6 Los criterios del esquema de clasificación de la calidad de las mediciones se ajustan a los requisitos de OSCAR/Requirements con un margen para la incertidumbre de la clasificación de los emplazamientos.

Cuadro 1. Criterios para la clasificación de la calidad de las mediciones

<i>Mensurando</i>	<i>Clase A</i>	<i>Clase B</i>	<i>Clase C</i>	<i>Clase D</i>
Temperatura del aire	0,2 K [1a]	0,6 K [1a]	1,0 K [1a]	Mayor que la clase C o desconocida
Humedad relativa	2 % de humedad relativa [1b]	5 % de humedad relativa [1b]	10 % de humedad relativa [1b]	
Presión atmosférica	0,2 hPa [1a]	1,0 hPa [1a]	2,0 hPa [1a]	
Velocidad del viento y ráfaga de viento	Mayor de 1 m/s [1b] o 5 % [2b]	Mayor de 2 m/s [1b] o 10 % [2a]	Mayor de 5 m/s [1b] o 15 % [2b]	
Umbral de arranque	≤0,5 m/s [2b]	≤1,0 m/s [2b]	≤2,5 m/s [2b]	
Dirección del viento	5° [2a]	10° [2b]	15° [2b]	
Altura de la precipitación líquida (acumulada diariamente)	Mayor de 1 mm [1a] o 2 % [2a]	Mayor de 3 mm [1a] o 5 % [2b]	Mayor de 10 mm [1a] o 10 % [2b]	
Intensidad de precipitación líquida	Mayor de 0,2 mm/h [1b] o 5 % [2a]	Mayor de 0,5 mm/h [1b] o 10 % [2b]	Mayor de 2 mm/h [1b] o 15 % [2b]	
Umbral de arranque	0,1 mm/h [1c]	0,3 mm/h [1c]	1,0 mm/h [1c]	
Irradiancia solar directa	1 % + 3 W/m ² [3a]	2 % + 7 W/m ² [3a]	6 % + 15 W/m ² [3a]	
Irradiancia solar global	2 % + 15 W/m ² [3a]	3 % + 30 W/m ² [3a]	8 % + 55 W/m ² [3a]	
Irradiancia solar difusa	2,5 % + 15 W/m ² [3a]	4 % + 30 W/m ² [3a]	10 % + 55 W/m ² [3a]	
Duración de la insolación (integrada diaria)	Mayor de 0,1 h o 2 % [2a]	Mayor de 0,5 h o 5 % [2b]	Mayor de 1,0 h o 10 % [2b]	
Umbral de duración de la insolación	120 W/m ² ± 10 % [2d]	120 W/m ² ± 20 % [2c]	120 W/m ² ± 30 % [2d]	

Notas:

- Las clasificaciones de otros mensurandos del *Manual del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM* (OMM-N° 1160), anexo 5.1, no se han definido aún, debido a la falta de difusión de conocimientos sobre el tema o de una referencia.
- La fuente de los valores indicados en el cuadro puede encontrarse en las siguientes publicaciones:
 - [1a] OSCAR/Requirements, usando la incertidumbre más baja de todas las esferas de aplicación.
 - [1b] OSCAR/Requirements, usando la incertidumbre media nominal de las esferas de aplicación.
 - [1c] OSCAR/Requirements, extrapolado a la tecnología disponible actualmente.
 - [2a] Anexo 1.A.
 - [2b] Anexo 1.A, extrapolado a la tecnología disponible actualmente.
 - [2c] Capítulo 8 del presente volumen.
 - [2d] Capítulo 8 del presente volumen, extrapolado a la tecnología disponible actualmente.
 - [3a] ISO 9060:2018.

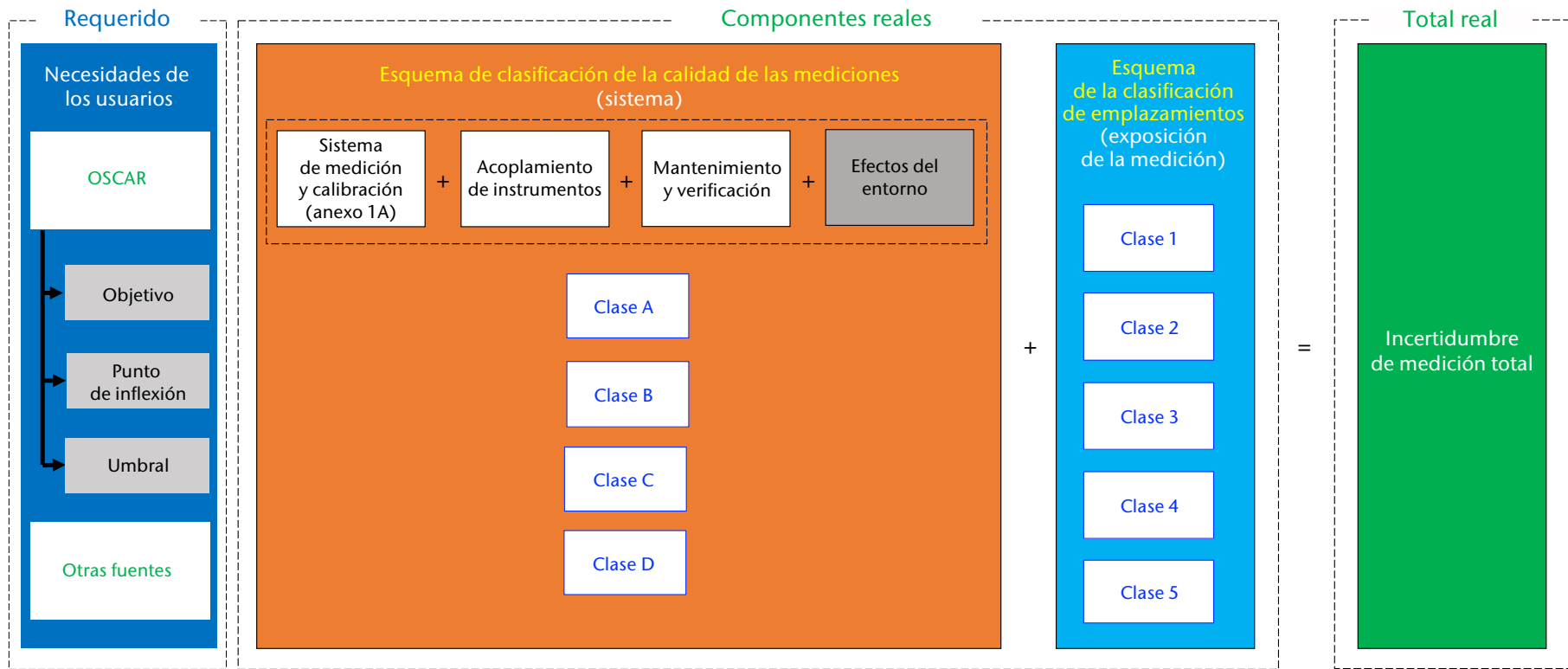


Figura 1.G.1. Sinopsis de las necesidades de los usuarios y los esquemas de clasificación

4. DESCRIPCIÓN DE LAS CLASES

4.1 Los cuatro niveles del esquema de clasificación de la calidad de las mediciones se definen según las incertidumbres objetivo del sistema:

- **Clase A** Armonizada con el nivel de “objetivo” de OSCAR/Requirements
- **Clase B** Armonizada con el nivel de “punto de inflexión” de OSCAR/Requirements
- **Clase C** Armonizada con el nivel de “umbral” de OSCAR/Requirements
- **Clase D** Mayor que la incertidumbre relativa a la clase C o no hay información disponible

4.2 En los casos en que existían requisitos de OSCAR/Requirements, se eligió la incertidumbre más baja o media nominal declarada de todas las esferas de aplicación (en función de la tecnología disponible actualmente); de lo contrario, se utilizó el [anexo 1.A](#) o la norma pertinente (véase la nota 2 del cuadro 1).

4.3 Las incertidumbres objetivo del sistema relativas a todas las clases se expresan con un 95 % de confianza ($k = 2$). Los requisitos de OSCAR/Requirements se ajustaron en consecuencia a partir de un nivel de confianza del 68 % ($k = 1$).

4.4 En el cuadro 1 se indican los criterios detallados respecto de cada clase de rendimiento. En el cuadro 1 también se indican los mensurandos, así como la incertidumbre objetivo del sistema que debe cumplirse en cada clase. Se requiere un umbral adicional para la definición de la clase relativa a algunos mensurandos.

5. APLICACIÓN DEL ESQUEMA DE CLASIFICACIÓN DE LA CALIDAD DE LAS MEDICIONES

5.1 Cada organización utiliza diferentes sensores y aplica métodos locales para monitorear y mantener la calidad de las mediciones en situaciones reales. Este esquema de clasificación de la calidad de las mediciones proporciona un enfoque universal para ayudar a satisfacer las necesidades de los usuarios. La clasificación puede aplicarse a cualquier sistema de medición en superficie para los mensurandos especificados en el cuadro 1. Para mantener la incertidumbre realizada del sistema a lo largo del tiempo, los instrumentos y las interfaces asociadas:

- Se someterán a calibración en laboratorio o in situ, en condiciones estables, definidas y conocidas, tomando como referencia un patrón basado en el Sistema Internacional de Unidades (SI), si hubiere dicho patrón. La calibración debe efectuarse abarcando el alcance operativo del instrumento en el terreno, a intervalos coherentes con la estabilidad del instrumento. En un principio, los intervalos de calibración deberían respetar las recomendaciones del fabricante y, posteriormente, ajustarse en función del análisis de rendimiento de la calibración.
- Deberían someterse a comprobaciones o verificaciones sobre el terreno utilizando patrones de transferencia que pueden seguirse fácilmente, en particular para intervalos de calibración más largos. Estas se realizan entre las calibraciones en laboratorio. Cuando los resultados de la verificación de un instrumento se sitúe fuera de su límite de tolerancia, este deberá reemplazarse.
- Deberían someterse a una verificación de su rendimiento cuando se les retire del campo.
- Recibirán el mantenimiento necesario para conservar la incertidumbre de medición deseada. Inicialmente, los intervalos entre las operaciones de mantenimiento deberían fijarse atendiendo a las recomendaciones de los fabricantes y, posteriormente, ajustarse en función del análisis de rendimiento del sistema.

5.2 El mantenimiento de la calidad de las mediciones debería incluir el control de los datos y el estado de funcionamiento; la disponibilidad de un sólido sistema de teleindicación de fallas y respuesta, y un sistema integral de calidad.

5.3 La calidad de las mediciones cambia con el tiempo debido a la influencia de factores internos y externos. El esquema de clasificación de la calidad de las mediciones tiene en cuenta este hecho mediante la estimación de la medida en que cambia un sistema de medición entre las tareas programadas de mantenimiento preventivo, las calibraciones y las verificaciones durante el funcionamiento normal.

5.4 Se han elaborado tres ejemplos para demostrar la aplicación del esquema. En el cuadro 2 se demuestra la manera en que el sistema de medición, la calibración, el mantenimiento, la verificación y los efectos del entorno se conjugan para determinar la incertidumbre realizada del sistema y, por lo tanto, la clase. Estos ejemplos tienen por objeto ayudar a los usuarios del cuadro 1 a gestionar y evaluar sus decisiones. Los ejemplos indicados no son prescriptivos.

5.5 La primera y segunda hipótesis indicadas en el cuadro 2 demuestran de qué manera una combinación de las diferentes calidades de sistemas de medición, las garitas y los intervalos de mantenimiento puede dar lugar a la misma clase. La tercera hipótesis demuestra que, incluso disponiendo de un sistema de medición de alta calidad bien mantenido, otros factores (en este caso concreto, la garita) pueden afectar la capacidad de cumplir los criterios de una clase deseada. En esta situación, las opciones posibles son ya sea abordar los factores o evaluar el sistema tomando como referencia una clase diferente.

6. FUENTES DE INCERTIDUMBRE

A continuación, figura una lista de algunas de las principales fuentes de incertidumbre relativas a los sistemas de medición en superficie. No es exhaustiva, pero se dirige a los usuarios, con fines indicativos. La evaluación fiable de las fuentes de incertidumbre incluye una definición del mensurando. Para más orientación sobre la ejecución de la evaluación de la incertidumbre, véase el documento ISO/CEI (2008)/JCGM (2008).

Sistema de medición y calibración:

- Calidad de la construcción
- Resolución
- Calibración del instrumento y del registrador de datos
- Linealidad
- Histéresis
- Constante de tiempo
- Deriva térmica
- Método de muestreo
- Frecuencia de muestreo
- Algoritmo de proceso de datos
- Digitalización y redondeo
- Tiempo de respuesta

Acoplamiento de instrumentos:

- Pantalla contra la radiación
- Cabezal de presión estática
- Vallado del pluviómetro

Cuadro 2. Ejemplo de esquema de clasificación de la calidad de las mediciones para hipótesis de la clase B

Hipótesis de la clase B (mensurando: temperatura del aire, incertidumbre objetivo del sistema: 0,6 K)						
<i>Hipótesis</i>	<i>Uso de un instrumento de alta calidad (apto para la clase A) en una garita Stevenson de gran tamaño, pero con un mantenimiento reducido</i>		<i>Uso de un instrumento de calidad media en una pequeña garita Stevenson y bien mantenido</i>		<i>Uso de un instrumento de alta calidad debidamente calibrado (apto para la clase A) en una pequeña garita de placa plástica y bien mantenido</i>	
Resolución	0,01 K		0,10 K		0,01 K	
Intervalo entre calibraciones	5 años		2 años		3 años	
Intervalo entre verificaciones	3 años		1 año		1 año	
Intervalo entre las operaciones de mantenimiento	3 años		1 año		1 año	
Presupuesto de incertidumbre						
Sistema de medición y calibración (k = 1)	Instrumento:	0,03 K	Instrumento:	0,05 K	Instrumento:	0,03 K
	Resolución:	0,005 K	Resolución:	0,05 K	Resolución:	0,005 K
	Calibración:	0,07 K	Calibración:	0,07 K	Calibración:	0,07 K
	Registrador de datos:	0,03 K	Registrador de datos:	0,03 K	Registrador de datos:	0,01 K
Acoplamiento de instrumentos (k = 1)	Garita:	0,05 K	Garita:	0,10 K	Garita:	0,35 K
Mantenimiento y verificación (k = 1)	Mantenimiento:	0,15 K	Mantenimiento:	0,05 K	Mantenimiento:	0,03 K
	Deriva y envejecimiento:	0,025 K (0,005 K/año)	Deriva y envejecimiento:	0,060 K (0,030 K/año)	Deriva y envejecimiento:	0,015 K (0,005 K/año)
Efectos del entorno (k = 1)		0,24 K		0,24 K		0,35 K
Incertidumbre combinada (k = 1)		0,30 K		0,29 K		0,50 K
Incertidumbre realizada del sistema (k = 2)		0,60 K		0,58 K		1,00 K
Aptitud para la clase B	Apto		Apto		NO APTO	

Notas:

1. Los valores de deriva y envejecimiento se determinan multiplicando la tasa de cambio anual, entre paréntesis, por el intervalo de calibración.
2. En este ejemplo, se supone que todos los componentes individuales de la incertidumbre son independientes y siguen una distribución normal. La incertidumbre combinada se calcula como la raíz cuadrada de la sumatoria de los valores al cuadrado de los componentes individuales de la incertidumbre.

Mantenimiento y verificación:

- Frecuencia del mantenimiento
- Calidad del mantenimiento
- Deriva del instrumento y del sistema con el tiempo
- Envejecimiento de los instrumentos y sistemas
- Fallas en los instrumentos y sistemas (que afectan a los datos, pero no causan la interrupción del funcionamiento)
- Limpieza del instrumento y del emplazamiento

Efectos del entorno:

- Tensión mecánica del sensor durante el transporte y el funcionamiento
- Evaporación de la precipitación depositada en la garita
- Efectos del viento en la medición
- Condensación que se ha producido en el instrumento de temperatura
- Efectos de la radiación solar en la medición

7. DEFINICIONES

En lo que respecta a las definiciones de “incertidumbre de medición combinada”, “factor de cobertura” e “incertidumbre de medición ampliada”, véase la *Evaluación de datos de medición — Guía para la Expresión de la Incertidumbre de Medida* (JCGM 100).

Incertidumbre objetivo del sistema: es la máxima incertidumbre para que un mensurando cumpla los criterios de una determinada clase del esquema de clasificación de la calidad de las mediciones (véase el cuadro 1).

Nota: La incertidumbre objetivo del sistema no incluye los efectos de la exposición de los instrumentos, ya que estos están comprendidos en la incertidumbre en las mediciones debida al emplazamiento (véase más adelante).

Incertidumbre realizada del sistema: es la realización por parte del usuario hacia el cumplimiento de la incertidumbre objetivo del sistema.

Nota: Esta estimación de la incertidumbre es calculada por el usuario teniendo en cuenta los procesos de aplicación de los instrumentos, gestión y mantenimiento, como se indica en el punto sobre las [fuentes de incertidumbre](#). La incertidumbre realizada del sistema debe ser inferior o igual a la incertidumbre objetivo del sistema respecto de la clase designada.

Incertidumbre en las mediciones debida al emplazamiento: es la incertidumbre asociada a la exposición de los instrumentos, como se describe en el [anexo 1.D](#).

Nota: Esto representa los efectos de los objetos cercanos que se hallan en el entorno de la medición (por ejemplo, árboles, muros, vallas, grandes superficies de agua o pavimento).

Incertidumbre total de la medición: es la suma de la incertidumbre realizada del sistema y la incertidumbre en las mediciones debida al emplazamiento.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Brooks, C. E. P.; Carruthers, N. *Handbook of Statistical Methods in Meteorology*, MO 538; Meteorological Office: London, 1953.
- Bureau International des Poids et Mesures. *The International System of Units (SI)*. BIPM: Sèvres/Paris, 2006.
- Cohen, E. R.; Giacomo, P. *Symbols, Units, Nomenclature and Fundamental Constants in Physics*; SUNAMCO Document IUPAP-25, reprinted from *Physica* 146A; International Union of Pure and Applied Physics, 1987.
- Davenport, A. G. Rationale for Determining Design Wind Velocities. *Journal of the Structural Division* **1960**, 86 (5), 39–68. <https://doi.org/10.1061/JSDEAG.0000521>.
- Davenport, A. G.; Grimmond, C. S. B.; Oke, T.R.; Wieringa, J. Estimating the roughness of cities and sheltered country. In *Preprints of the Twelfth American Meteorological Society Conference on Applied Climatology*, Asheville, United States, 8–12 May 2000, pp. 96–99.
- Eisenhart, C. Realistic Evaluation of the Precision and Accuracy of Instrument Calibration Systems. *Journal of Research of the National Bureau of Standards—C, Engineering and Instrumentation* **1963**, 67C (2), 161–195.
- International Civil Aviation Organization (ICAO). *World Geodetic System – 1984 (WGS-84) Manual*; ICAO Doc 9674-AN/946; ICAO: Montreal, 2002.
- International Organization for Standardization (ISO). *Accuracy (Trueness and Precision) of Measurement Methods and Results – Part 1: General Principles and Definitions*; ISO 5725-1:1994/Cor.1:1998, 1994a.
- International Organization for Standardization (ISO). *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, 1994b.
- International Organization for Standardization (ISO). *Quantities and Units – Part 1: General*; ISO 80000-1:2009, 2009.
- International Organization for Standardization (ISO)/International Electrotechnical Commission (IEC). *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, 2008. (Equivalent to: Joint Committee for Guides in Metrology, 2008: *Evaluation of Measurement Data – Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*, JCGM 100:2008, Corrected in 2010.)
- Joint Committee for Guides in Metrology (JCGM). *International Vocabulary of Metrology – Basic and General Concepts and Associated Terms (VIM)*; JCGM 200:2012, 2012.
- Kok, C. J. *On the Behaviour of a Few Popular Verification Scores in Yes/No Forecasting*; WR-2000-04; KNMI: De Bilt, Netherlands, 2000.
- Linacre, E. *Climate Data and Resources – A Reference and Guide*; Routledge: London, 1992.
- Murphy, A. H.; Katz, R. W., Eds. *Probability, Statistics and Decision Making in the Atmospheric Sciences*; Westview Press: Boulder, USA, 1985.
- Natrella, M. G. *Experimental Statistics*; National Bureau of Standards Handbook 91; Washington, DC, 1966.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56:527–530.
- Preston-Thomas, H. The International Temperature Scale of 1990 (ITS-90). *Metrologia* **1990**, 27 (1) 3–10. <https://doi.org/10.1088/0026-1394/27/1/002>.
- Thompson, A.; Taylor, B. N. *Guide for the Use of the International System of Units (SI)*; NIST Special Publication No. 811; National Institute of Standards and Technology: Gaithersburg, USA, 2008.
- United Nations Environment Programme, Minamata Convention on Mercury, 2017, <https://www.mercuryconvention.org/en/documents/minamata-convention-mercury-text-and-annexes>.
- Wieringa, J. Representativeness of wind observations at airports. *Bulletin of the American Meteorological Society* **1980**, 61, 962–971. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1980\)061<0962:ROWOAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1980)061<0962:ROWOAA>2.0.CO;2).
- Wieringa, J.; Rudel, E. Station Exposure Metadata Needed for Judging and Improving the Quality of Observations of Wind, Temperature and other Parameters. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2002)* (WMO/TD-No. 1123). WMO: Geneva, 2002.
- World Meteorological Organization (WMO). *International Meteorological Tables* (WMO-No. 188). Geneva, 1966.
- World Meteorological Organization (WMO). *Performance Requirements of Aerological Instruments: An Assessment Based on Atmospheric Variability* (WMO-No. 267). Geneva, 1970.

- World Meteorological Organization (WMO). *International Meteorological Vocabulary* (WMO-No. 182). Geneva, 1992.
- World Meteorological Organization (WMO). *Siting and Exposure of Meteorological Instruments* (WMO/TD-No. 589). Geneva, 1993.
- World Meteorological Organization (WMO). *Lecture Notes for Training Agricultural Meteorological Personnel* (WMO-No. 551), Second edition. Geneva, 2001.
- World Meteorological Organization (WMO). *Guidelines on Climate Metadata and Homogenization* (WMO/TD-No. 1186). Geneva, 2003.
- World Meteorological Organization (WMO). *Capacity Assessment of National Meteorological and Hydrological Services in Support of Disaster Risk Reduction*. Geneva, 2008.
- World Meteorological Organization (WMO). *Guide to Hydrological Practices : Hydrology – From Measurement to Hydrological Information* (WMO-No. 168), Geneva, 2008.
- World Meteorological Organization (WMO). *Guide to Agricultural Meteorological Practices* (WMO-No. 134). Geneva, 2010.
- World Meteorological Organization (WMO). *Manual on the Global Data-processing and Forecasting System* (WMO-No. 485). Geneva, 2010.
- World Meteorological Organization (WMO). *Guide to Climatological Practices* (WMO-No. 100). Geneva, 2011.
- World Meteorological Organization (WMO). *Technical Regulations, Volume I: General Meteorological Standards and Recommended Practices* (WMO-No. 49), Geneva, 2011.
- World Meteorological Organization (WMO). *Guide to Meteorological Observing and Information Distribution Systems for Aviation Weather Services* (WMO-No. 731). Geneva, 2014.
- World Meteorological Organization (WMO). *Manual on the WMO Integrated Global Observing System* (WMO-No. 1160). Geneva, 2021.
- World Meteorological Organization (WMO). *Guide to the WMO Integrated Global Observing System* (WMO-No. 1165). Geneva, 2019.
- World Meteorological Organization (WMO)/Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO (IOC). *Joint WMO/IOC Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology (JCOMM) –Third Session: Abridged final report with resolutions and recommendations* (WMO-No. 1049). Geneva, 2010.
-

CAPÍTULO 2. MEDICIÓN DE LA TEMPERATURA

2.1 GENERALIDADES

2.1.1 Definición

La temperatura termodinámica T es una magnitud física que caracteriza la energía media del movimiento molecular aleatorio dentro de una sustancia. La medición directa del valor de T utilizando los termómetros denominados primarios es una tarea difícil desde el punto de vista experimental, e incluso en los institutos metroológicos nacionales es una labor que solo se lleva a cabo de manera intermitente. En cambio, el Comité Consultivo de Termometría (CCT) de la Oficina Internacional de Pesos y Medidas (BIPM) recomienda el uso de la Escala Internacional de Temperatura de 1990 (EIT-90) para generar aproximaciones prácticas a la temperatura termodinámica (BIPM 1989, 1990)¹. La EIT-90 constituye un compendio de nuestros conocimientos sobre termometría primaria en 1990, y formula recomendaciones en cuanto al valor de los puntos de congelación, puntos de fusión o puntos triples de sustancias puras que pueden utilizarse para calibrar termómetros patrón de resistencia de platino. Para el intervalo de temperaturas de interés meteorológico (de -80 °C a $+60\text{ °C}$), la EIT-90 especifica el modo en que la resistencia eléctrica de los termómetros patrón de resistencia de platino varía entre esas temperaturas de punto fijo. Se ha demostrado que el error en las aproximaciones a la temperatura termodinámica elaboradas por la EIT-90 es inferior a $\pm 0,01\text{ °C}$ en todo el intervalo de valores de interés meteorológico (Underwood y otros, 2017).

Para fines meteorológicos se miden las temperaturas de diversos medios. La variable medida más habitualmente es la temperatura del aire (a diversas alturas), aunque también se miden otras variables como la temperatura de la superficie del suelo, la temperatura del suelo subsuperficial, la temperatura mínima del aire sobre una superficie de césped y la temperatura del agua dulce y del mar. La Organización Meteorológica Mundial (OMM) (1992) define la temperatura del aire como "la temperatura leída en un termómetro expuesto al aire, protegido de la radiación solar directa". Aunque esa 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 se mide en kelvines (K). Un kelvin equivale a $1/273,16$ de la temperatura termodinámica del punto triple del agua. Así pues, por definición, el punto triple del agua se produce a $0,01\text{ °C}$ y a una presión parcial de vapor de agua de $611,657\text{ Pa}$ exactamente. En meteorología se utiliza casi siempre la temperatura t , en grados Celsius, definida por la ecuación 2.1:

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

Para fines de calibración a menudo se utiliza el equilibrio entre el hielo fundente y el agua saturada de aire (el "punto de hielo"). A la presión atmosférica de referencia ($101,325\text{ kPa}$), el punto de hielo se produce a $273,150\text{ K}$ ($0,000\text{ °C}$) y varía en $-9,91 \times 10^{-5}\text{ K kPa}^{-1}$. Así pues, la variación es inferior a $\pm 0,001\text{ °C}$ para los cambios en la presión atmosférica de 111 kPa a 92 kPa (Harvey y otros, 2013).

Una diferencia de temperatura de 1 °C es igual a una diferencia de temperatura de 1 K . Obsérvese que el símbolo K se utiliza sin el símbolo de grado.

En la escala termodinámica de temperatura, 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 térmica. La EIT-90 proporciona una aproximación práctica

¹ El órgano autorizado que se encarga de esta escala es la BIPM; véase <http://www.bipm.org>. El CCT es el órgano ejecutivo encargado del establecimiento y la realización de la EIT.

a la temperatura termodinámica (véase el anexo) basada en determinados valores de temperatura asignados a ciertos estados de equilibrio reproducibles (véase el cuadro del anexo) y en determinados instrumentos patrón calibrados a esas temperaturas (Nicholas y White, 1993; Quinn, 1990). La mayoría de los termómetros para aplicaciones meteorológicas se calibran mediante comparación con un termómetro calibrado según la EIT-90, o con un patrón secundario que, a su vez, se ha calibrado según la EIT-90 (BIPM/CCT, 1990; Nicholas y White, 1993; Bentley, 1998).

2.1.3 **Requisitos meteorológicos**

2.1.3.1 **Generalidades**

Los requisitos 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 (véase el volumen III, capítulo 4, de la presente guía);
- e) la atmósfera superior (véase el capítulo 12 de este volumen de la presente guía).

Esas mediciones son necesarias, conjuntamente o por separado, y a escala local o mundial, para alimentar los modelos de predicción numérica del tiempo (PNT), para la realización de análisis sinópticos, para fines hidrológicos y agrícolas, y como indicadores de la variabilidad del clima. Desde el punto de vista fisiológico, la temperatura local también tiene una clara incidencia en 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 el presente capítulo se examinan los requisitos relacionados con los apartados a), b) y c).

2.1.3.2 **Incertidumbre de medición**

El intervalo de valores, el grado de resolución de la información y la incertidumbre requeridos para las mediciones de temperatura se especifican en el capítulo 1 de este volumen de la presente guía. Los termómetros meteorológicos deberían calibrarse con arreglo a un patrón de laboratorio, y pueden aplicarse las correcciones necesarias a las lecturas obtenidas. Es preciso limitar la magnitud de las correcciones, a fin de mantener los errores residuales dentro de un margen. Asimismo, el intervalo de valores para el que el termómetro proporcionará lecturas se escogerá de tal modo que muestre el margen de variación del clima local.

Todos los termómetros deberían entregarse con un certificado que confirme el cumplimiento de las especificaciones adecuadas en cuanto a incertidumbre de medición o a prestaciones del instrumento, o bien con un certificado de calibración que indique las correcciones que deben aplicarse para obtener la incertidumbre de medición requerida. La prueba y la calibración iniciales, así como las llevadas a cabo con carácter periódico, deberían ser realizadas por un laboratorio acreditado según la norma ISO/IEC 17025.

2.1.3.3 **Tiempos de respuesta**

Para las observaciones meteorológicas ordinarias, el uso de termómetros con una constante de tiempo o con un coeficiente de retardo muy pequeños no conlleva ventaja alguna, ya que la temperatura del aire fluctúa constantemente hasta en uno o dos grados en cuestión de pocos

segundos. Por ello, para obtener una lectura representativa con este tipo de termómetros debe calcularse 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 aproximadamente 20 segundos. No obstante, la constante de tiempo será más breve si hay un elevado 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 particularmente sensible a la exposición. Para los estudios sobre el clima en concreto, las mediciones de temperatura resultan afectadas por el estado del entorno, la vegetación, las fuentes de calor (como edificios u otros objetos), la cubierta del suelo, el estado de la garita o abrigo que protege el termómetro contra las radiaciones y los cambios que estos pueden experimentar, y otras modificaciones 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. Esa información se conoce como metadatos, esto es, datos acerca de los datos (véase el capítulo 1, anexo 1.F, de este volumen de la presente guía).

2.1.4 **Métodos de medición y observación**

La radiación del sol, de las nubes, del suelo y de otros objetos circundantes atraviesa el aire sin modificar significativamente su temperatura, pero un termómetro expuesto al aire libre puede absorber una cantidad considerable de radiación. Como consecuencia, su temperatura puede ser distinta de la temperatura del aire real. La diferencia depende del equilibrio entre absorción y emisión de radiación y del contacto térmico con el aire. El efecto de la radiación puede reducirse al mínimo mediante el uso de termómetros brillantes, porque reflejan la radiación en lugar de absorberla, y cuyo diámetro sea reducido, porque así el aire puede enfriarlos (Çengal y Ghajar, 2014; Incropera y de Witt, 2011; Erell y otros, 2005; Harrison, 2015). En el caso de los alambres sumamente finos utilizados en los termómetros de resistencia de hilo descubierto, la diferencia con respecto a la temperatura real del aire puede ser muy pequeña o incluso despreciable. Se ha observado (Harrison y Pedder, 2001; Harrison y Rogers, 2006; Harrison, 2010) que un termómetro formado por un alambre de platino de 500 mm de longitud y 0,025 mm de diámetro montado en un marco y expuesto directamente al sol presenta un calentamiento debido a la irradiación de menos de $0,07 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ W m}^{-2}$ con velocidades del viento superiores a 1 m s^{-1} . El error que normalmente arrojaría un termómetro de ese tipo a plena luz solar sería de menos de $1 \text{ }^\circ\text{C}$. Se han evidenciado efectos similares en el caso de termopares muy delgados (Bugbee y otros, 1995).

Sin embargo, con los termómetros operativos más habituales, la diferencia de temperatura puede llegar a ser de 25 K en condiciones extremadamente desfavorables. Así pues, para velar por que el termómetro esté a una temperatura lo más cercana posible a la temperatura real del aire, debe protegerse de la radiación mediante una garita o abrigo que, por lo general, también le sirve de soporte (véase la sección 2.5).

Esa garita también lo protege de las precipitaciones, al mismo tiempo que permite la libre circulación de aire a su alrededor y evita daños accidentales. Si hay precipitación sobre el sensor, la evaporación lo enfriará hasta un punto que dependerá del flujo de aire local. Ese enfriamiento es similar al comportamiento del termómetro de bulbo húmedo de un psicrómetro (véase el capítulo 4 de este volumen de la presente guía). No obstante, la acumulación de cencellada blanca puede dificultar la libre circulación de aire. Hay diversas maneras de reducir los errores de observación en tales circunstancias, entre ellas, el uso de garitas o instrumentos de medición de la temperatura especiales que integren, por ejemplo, ventilación artificial.

Sin embargo, en el caso de la ventilación artificial, deben extremarse las precauciones para evitar la entrada de humedad en el termómetro. Cuando hay precipitación, llovizna o niebla,

la deposición de humedad combinada con la evaporación puede dar lugar a lecturas anómalas. En Sparks (1970) se facilita información general sobre conceptos relacionados con la medición de la temperatura aplicables a las prácticas operativas. Los sensores aspirados "triplemente redundantes" (Diamond y otros, 2013) son un ejemplo de mejor práctica vigente en materia de exposición de los termómetros.

2.1.4.1 **Principios generales de medición**

Las mediciones de la temperatura de un objeto o sustancia pueden clasificarse en mediciones de contacto y mediciones sin contacto.

En la termometría de contacto un termómetro se coloca en contacto físico con un objeto, e idealmente (en equilibrio termodinámico) alcanza la misma temperatura que el objeto, por lo que puede inferirse la temperatura del objeto a partir de la temperatura del propio termómetro. Toda propiedad física de una sustancia que dependa de la temperatura puede ser la base de un termómetro. Las propiedades utilizadas generalmente en los termómetros meteorológicos son la variación de la resistencia eléctrica de los metales con la temperatura y la dilatación térmica de los líquidos y sólidos.

Los termómetros eléctricos son los instrumentos recomendados para la medición de la temperatura. Su uso es generalizado en meteorología para la medición de la temperatura y permiten realizar mediciones automáticas y continuas. El principio de medición más utilizado es la variación de la resistencia eléctrica de un metal en función de la temperatura. Los termopares rara vez se utilizan en los sistemas de observación meteorológica. Se basan en el principio del "efecto Seebeck" y generan un valor de voltaje que depende de la temperatura.

El principio de dilatación térmica del metal se utiliza en termógrafos mecánicos con sensores bimetalicos o de tubo de Bourdon. Esos instrumentos se utilizan cuando la exactitud no es un factor tan decisivo, sino que se quieren observar tendencias. Se consideran obsoletos y deberían sustituirse por instrumentos alternativos siempre que fuera posible.

El gran diferencial entre la dilatación térmica de los líquidos y del vidrio es el principio utilizado en los termómetros de líquido en tubo de vidrio. El mercurio o el alcohol se han utilizado durante siglos para medir la temperatura en ese tipo de dispositivos. El uso de termómetros de mercurio en tubo de vidrio (en un intervalo de $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$) ha sido una práctica generalizada, pero que ya no se recomienda. Teniendo en cuenta lo dispuesto en el Convenio de Minamata sobre el Mercurio (véase la sección 2.1.4.5), se alienta a los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales (SMHN) a que adopten medidas apropiadas para sustituir lo antes posible los termómetros de mercurio en tubo de vidrio por alternativas modernas.

En la termometría sin contacto, la radiación térmica emitida desde la superficie de un objeto se utiliza para estimar su temperatura. Por lo general, esa radiación es más intensa en la región del espectro electromagnético del infrarrojo o las microondas. Además, la temperatura del aire puede medirse sin contacto físico en una región del espacio mediante la caracterización de la transmisión de sonido, ultrasonidos u ondas electromagnéticas a través del aire (OMM, 2002a). Los termómetros sin contacto no suelen utilizarse para las mediciones meteorológicas, pero pueden presentar ventajas en algunas aplicaciones especializadas.

Se está llevando a cabo una cantidad considerable de proyectos de investigación centrados en la elaboración de técnicas que permitan medir sin contacto la temperatura del aire. Los anemómetros ultrasónicos cuantifican un parámetro denominado "temperatura acústica", que permite seguir las fluctuaciones de la temperatura del aire a una velocidad de hasta 100 lecturas por segundo. Esas rápidas mediciones son útiles para estimar el flujo calorífico (Schotanus y otros, 1983), pero su exactitud general es escasa (Richiardone y otros, 2002). Se han desarrollado otras técnicas acústicas y ópticas (por ejemplo, Underwood y otros, 2017), pero todavía no son adecuadas para la metrología operativa.

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. Si la medición de la temperatura se realiza con termómetros eléctricos, las temperaturas máxima y mínima pueden determinarse a partir de los datos medidos, siempre que se disponga de un registro continuo y la frecuencia de medición sea suficiente. El mercurio es el único líquido empleado en los termómetros de máxima de tipo líquido en tubo de vidrio y, por tanto, deberían utilizarse alternativas eléctricas.

Existen varios textos de uso corriente sobre diseño de instrumentos y prácticas de laboratorio para la medición de la temperatura (por ejemplo, Harrison, 2015; Jones, 1992). Teniendo en cuenta los conceptos de la termometría, cuando se trate de aplicaciones meteorológicas, convendría utilizar únicamente tecnologías específicas a causa de las limitaciones impuestas por las características del clima o del entorno.

2.1.4.2 **Requisitos generales de exposición**

2.1.4.2.1 **Medición de la temperatura del aire**

A fin de obtener resultados representativos cuando se comparen las lecturas termométricas de lugares y momentos diferentes, también es 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 libre que rodea la estación en una zona lo más extensa posible, y a una altura de entre 1,25 y 2 m por encima del nivel del suelo. Por razones de comparabilidad, la medición debería realizarse sobre terreno de origen natural, preferiblemente sobre césped. Se alude específicamente a la altura sobre el nivel del suelo porque en las capas más bajas de la atmósfera pueden darse importantes gradientes verticales de temperatura que influyan en la medición de la temperatura. Así pues, el lugar más adecuado para realizar las mediciones es aquel que se encuentra sobre suelo nivelado, con exposición directa al sol y al viento, que está libre de la sombra de árboles, edificios u otros objetos que obstruyan el instrumento y que no tiene cerca ese tipo de elementos. Las pendientes 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 la temperatura en las cimas de los edificios son de dudoso valor y utilidad, a causa de la variabilidad del gradiente vertical de temperatura que existe en esos lugares y del efecto del propio edificio en la distribución de la temperatura.

En la clasificación de emplazamientos para las estaciones terrestres de observación en superficie (véase el capítulo 1, anexo 1.D, de este volumen de la presente guía) se proporcionan más orientaciones sobre la selección de emplazamientos y la ubicación de los termómetros en emplazamientos para optimizar la representatividad.

2.1.4.2.2 **Medición de la temperatura del suelo**

Las profundidades típicas para las mediciones de la 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 (por ejemplo, 2 cm). El lugar de medición debería ser una porción de terreno llano y despejado (de unos 2 × 2 m) representativa del suelo circundante del que se deseen tomar datos. 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, luego, volverla a colocar en su lugar.

Al describir un emplazamiento en el que va a medirse la temperatura del suelo, se debería anotar el tipo de suelo, su cubierta y el grado y 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. Se trata de consideraciones importantes para estimar el flujo calorífico del suelo en aplicaciones de PNT.

En las estaciones agrometeorológicas es conveniente llevar un 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).

2.1.4.2.3 **Medición de las temperaturas mínimas (césped o suelo desnudo)**

La temperatura mínima del césped es la temperatura más baja alcanzada a lo largo de una noche por un termómetro expuesto al aire libre sobre césped corto. Las temperaturas mínimas del césped deberían medirse a 5 cm por encima del césped o de una superficie representativa de la localidad.

Si se realizan observaciones de las temperaturas mínimas del suelo desnudo, estas deberían obtenerse a 5 cm por encima del nivel natural del suelo desnudo.

Cuando el suelo esté cubierto de nieve, el termómetro debería situarse inmediatamente por encima de la superficie de la nieve, lo más cerca posible de esta, pero sin llegar a tocarla. 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.

2.1.4.3 **Fuentes de error: comentarios generales**

Los errores en las mediciones de la temperatura pueden deberse a las causas siguientes:

- a) radiación directa e indirecta procedente de distintas fuentes, por ejemplo, el sol, las nubes, el suelo y los objetos y lagos circundantes;
- b) incertidumbre del sensor o del instrumento, así como mediciones eléctricas efectuadas con otros dispositivos técnicos en la cadena de datos;
- c) ventilación insuficiente de la garita (velocidad del viento por debajo de 1 m s^{-1}), especialmente en condiciones de elevada radiación solar;
- d) enfriamiento psicrométrico debido a las superficies húmedas de la garita o del sensor;
- e) contaminación del sensor, por ejemplo, por polvo o rociones de mar;
- f) funcionamiento incorrecto, por ejemplo, por la imposibilidad de lograr un equilibrio estable o por errores de lectura del observador.

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.

La propensión a presentar errores debidos a las causas anteriores, así como su gravedad, dependen del tipo de sensor de temperatura de que se trate. En las secciones pertinentes del presente capítulo figura más información al respecto.

A causa de su gran relevancia para las mediciones de la temperatura, los errores debidos a la radiación se examinan con más detalle en los párrafos siguientes.

Este tipo de errores son fruto del calentamiento directo del termómetro por la radiación electromagnética que atraviesa el aire libremente. Los efectos de calentamiento se producen tanto por irradiación directa, a raíz de la luz visible que se filtra al interior del recinto del termómetro, como por irradiación térmica, a causa de las diferencias de temperatura entre el termómetro y sus alrededores. La absorción de radiación en esas dos bandas determina la magnitud de la "carga" radiativa a la que está sujeta un sensor. La carga está determinada por la intensidad de la irradiación en cada banda y la emisividad de la superficie del sensor,

que generalmente varía con la longitud de onda de la irradiación. Sin embargo, la carga de calentamiento siempre se puede reducir al mínimo si se dispone una superficie pulida (es decir, brillante) de baja emisividad.

La medición de la temperatura del aire con sensores de contacto es particularmente sensible a la carga radiativa a causa del débil contacto térmico entre los sensores y el aire, especialmente cuando el aire se mueve lentamente. El flujo calorífico entre el termómetro y el aire se caracteriza por un coeficiente de transferencia calorífica h (Çengal y Ghajar, 2014; Incropera y de Witt, 2011) que depende de la velocidad del aire que pasa por el termómetro y del diámetro de este. En una amplia gama de termómetros de forma cilíndrica o esférica, la transferencia calorífica es directamente proporcional a la raíz cuadrada de la velocidad del aire que pasa por el termómetro y es inversamente proporcional a la raíz cuadrada del diámetro del termómetro (Ney y otros, 1960; Erell y otros, 2005; Harrison, 2015). Así, para cualquier velocidad del aire, el error causado por una carga calorífica radiante se reducirá a la mitad si el diámetro del sensor se reduce a una cuarta parte.

La intensidad del acoplamiento radiativo entre un termómetro y su entorno es más fuerte de lo que se suele considerar. Para los sensores cilíndricos con carcasa de acero inoxidable, una garita cuya temperatura supere en $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ la del aire, en una velocidad del viento de $0,1\text{ m s}^{-1}$, dará como resultado un error de $\sim 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ para un sensor de 6 mm de diámetro, pero un error de solo $\sim 0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ si el sensor tiene 1 mm de diámetro.

2.1.4.4 **Mantenimiento: comentarios generales**

Deberían tenerse en cuenta los siguientes procedimientos de mantenimiento:

- a) Sensores y alojamientos deberían mantenerse limpios para reducir los errores debidos a la radiación.
- b) Si se utilizan garitas ventiladas artificialmente, el estado del ventilador debería comprobarse periódicamente, ya sea de forma manual o, preferiblemente, de forma automática.
- c) Todos los sensores de temperatura y, si procede, las interfaces eléctricas deben calibrarse con regularidad. Asimismo, deberían realizarse verificaciones sobre el terreno entre intervalos de calibración.
- d) Si se utilizan convertidores de señales analógicas a digitales, deberían someterse periódicamente a una prueba de resistencia óhmica para determinar si siguen cumpliendo los requisitos.

Los requisitos específicos en materia de mantenimiento aplicables a cada tipo concreto de termómetro descrito en el presente capítulo figuran en las secciones correspondientes.

2.1.4.5 **Implicaciones del Convenio de Minamata para la medición de la temperatura**

El Convenio de Minamata sobre el Mercurio del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) entró en vigor a nivel mundial en agosto de 2017 y prohíbe toda producción, importación y exportación de termómetros de mercurio en tubo de vidrio (véase el capítulo 1, 1.4.1, de este volumen de la presente guía). Por consiguiente, ya no se recomienda el uso de termómetros de mercurio en tubo de vidrio y se alienta encarecidamente a que se adopten medidas apropiadas para sustituirlos por alternativas modernas lo antes posible. Los termómetros de resistencia eléctrica constituyen una alternativa económica, exacta y fiable a los peligrosos dispositivos anteriores basados en el uso del mercurio y ofrecen ventajas significativas en cuanto a almacenamiento de datos y visualización de datos en tiempo real.

2.2 TERMÓMETROS ELÉCTRICOS

2.2.1 Descripción general

En el ámbito de la meteorología, el uso de instrumentos eléctricos para la medición de la temperatura es una práctica generalizada. Su virtud principal estriba en su capacidad para proporcionar una señal de salida adecuada para indicar, registrar, almacenar o transmitir a distancia datos de temperatura. Los sensores empleados con mayor frecuencia son los termómetros de resistencia de platino, aunque también se utilizan los termómetros de semiconductor (termistores) y los termopares.

2.2.1.1 Termómetros de resistencia metálica

En todo el intervalo de temperaturas de interés meteorológico (de -80 °C a $+60\text{ °C}$) existe una relación prácticamente lineal entre la resistencia eléctrica de la mayoría de los metales puros y la temperatura. Si bien podrían utilizarse muchos metales puros para aplicaciones termométricas, el metal platino es el más empleado en los termómetros de resistencia eléctrica debido a su excepcional resistencia a la corrosión. El platino ultrapuro y libre de tensiones se utiliza en los denominados termómetros patrón de resistencia de platino, empleados para realizar interpolaciones entre puntos fijos en realizaciones de la EIT-90 en laboratorios metrologicos. Sin embargo, esos termómetros son demasiado delicados para su uso sobre el terreno.

El formato más común de termómetro de resistencia de platino se denomina Pt100 porque los sensores están diseñados para que su resistencia R_0 a 0 °C sea cercana a $100\ \Omega$. Esos sensores usan platino ligeramente menos puro y son mucho más robustos que los termómetros patrón de resistencia de platino. Típicamente, los sensores constan de alambres de platino enrollados alrededor de un núcleo cerámico y protegidos dentro de una vaina exterior de cerámica, vidrio o acero inoxidable (figura 2.1 a)). Alternativamente, cabe la posibilidad de depositar películas delgadas de platino sobre un sustrato cerámico, dispuestas en forma de meandros. Luego, el conjunto se suele encapsular en acero inoxidable (figura 2.1 b)).

En el intervalo de -80 °C a $+60\text{ °C}$, la resistencia eléctrica de un termómetro de resistencia de platino puede expresarse mediante la ecuación de Callendar-van Dusen:

$$R = R_0 \left(1 + At + Bt^2 + C(t - 100)t^3 \right) \quad (2.2)$$

donde t es la temperatura en grados Celsius.

Por lo general, las especificaciones de los sensores Pt100 dependen de la tolerancia con la cual se ajustan a normas como la IEC 60751 (DIN EN 60751) o la ASTM E1137. En el caso de un termómetro que observa con precisión las especificaciones dispuestas en la norma IEC 60751, los coeficientes de Callendar-van Dusen son $R_0 = 100\ \Omega$, $A = 3,908 \times 10^{-3}\text{ °C}^{-1}$ y $B = -5,80 \times 10^{-7}\text{ °C}^{-2}$, mientras que el coeficiente C toma diferentes valores por encima y por debajo de 0 °C . Por debajo de 0 °C , su valor es $C = 4,27 \times 10^{-12}\text{ °C}^{-4}$, mientras que, por encima de 0 °C , el valor de C es exactamente 0.

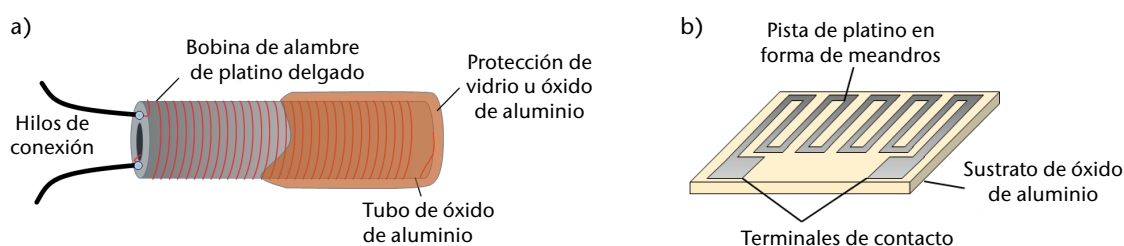


Figura 2.1. a) Termómetro de resistencia de platino de alambre bobinado; b) termómetro de resistencia de platino de película delgada.

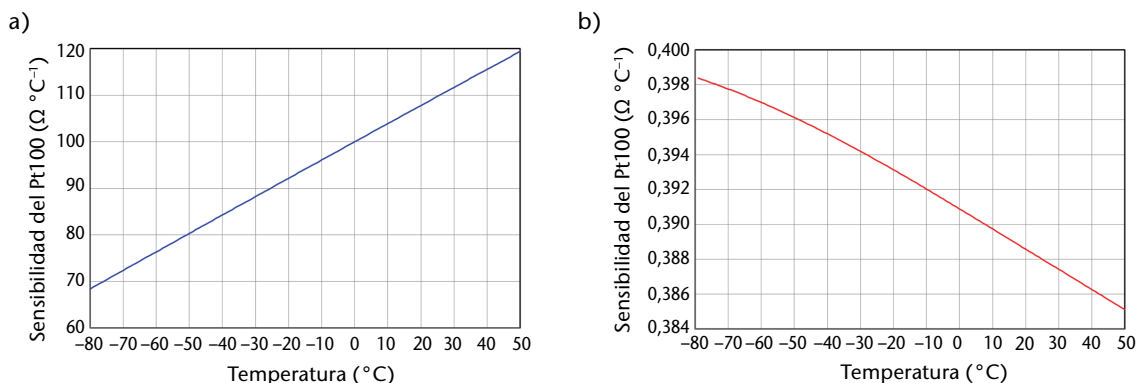


Figura 2.2. a) Relación entre resistencia y temperatura para un sensor Pt100 conforme a la norma IEC 60751; b) relación entre sensibilidad y temperatura para un sensor Pt100 conforme a la norma IEC 60751.

En la figura 2.2 se muestra la resistencia y la sensibilidad de un sensor Pt100 conforme a la norma de la Comisión Electrotécnica Internacional.

La sensibilidad de los termómetros Pt100 describe el cambio en la resistencia debido al cambio de temperatura y se suele especificar mediante un valor α (alfa) definido del modo siguiente:

$$\alpha = \frac{R_{100} - R_0}{100^{\circ}\text{C} * R_0} \quad (2.3)$$

La sensibilidad (figura 2.2 b)) es casi independiente de la temperatura, siendo $0,3952 \Omega^{\circ}\text{C}^{-1}$ a -40°C , $0,3909 \Omega^{\circ}\text{C}^{-1}$ a 0°C y $0,3863 \Omega^{\circ}\text{C}^{-1}$ a $+40^{\circ}\text{C}$, lo que supone una variación de solo el 2,3 % en un intervalo de 80 K. Para los termómetros conformes a la norma IEC 60751, el valor de α es cercano a $3\,850 \times 10^{-6} \Omega^{\circ}\text{C}^{-1}$.

Las clases de tolerancia especificadas en las normas IEC 60751 o ASTM E1137 se muestran en el cuadro 2.1 y se representan gráficamente en la figura 2.3. También se dispone de sensores con tolerancias menores que normalmente corresponden a fracciones de los valores especificados en una de las normas que se muestran en el cuadro 2.1.

Cuadro 2.1. Clases de tolerancia según las normas IEC 60751 o ASTM E1137.

IEC 60751 (2008)		ASTM E1137	
Clase de tolerancia	Definición	Grado de tolerancia	Definición
F0.3 (antigua clase B)	$\pm(0,3 + 0,005 t)$	B	$\pm(0,25 + 0,0042 t)$
F0.15 (antigua clase A)	$\pm(0,15 + 0,002 t)$	A	$\pm(0,13 + 0,0017 t)$

Nota: En la especificación de la Comisión Electrotécnica Internacional, F indica un sensor de película delgada, y se sustituye por W para aludir a un sensor de alambre bobinado. $|t|$ indica el valor absoluto de la temperatura en grados Celsius.

Por ejemplo, en la norma IEC 60751 un sensor W0.3 (antigua clase B) corresponde a un sensor de alambre bobinado que se ajusta a la curva definida en dicha norma en un margen de $\pm(0,3 + 0,005t)^{\circ}\text{C}$, por lo que a 20°C un sensor de clase B no se desviaría en más de $0,400^{\circ}\text{C}$ con respecto a la citada curva.

La ecuación de Callendar-van Dusen (ecuación 2.2) carece de una inversa simple que exprese la temperatura en función de la resistencia $t(R)$. Ese problema puede resolverse de dos maneras. En primer lugar, para temperaturas superiores a -40°C , el término C de la ecuación 2.2

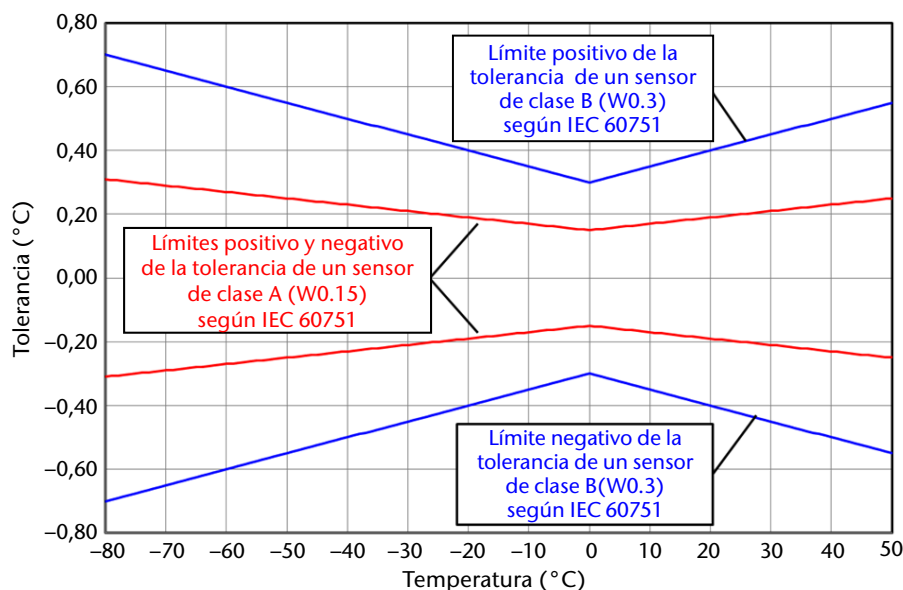


Figura 2.3. Bandas de tolerancia para un sensor Pt100 conforme a la norma IEC 60751.

corresponde a un valor inferior a 0,01 °C y es razonable despreciarlo en muchas aplicaciones. En ese caso, la solución de la ecuación de Callendar-van Dusen puede aproximarse del modo siguiente:

$$R = R_0 (1 + At + Bt^2) \quad (2.4)$$

Además, su inversa puede calcularse utilizando las fórmulas cuadráticas estándar:

$$t = -\frac{A}{2B} + \frac{A}{2B} \sqrt{1 - \frac{4B}{A^2} \left(1 - \frac{R}{R_0}\right)} \quad (2.5)$$

El error derivado de la utilización de esta fórmula sigue siendo inferior a 0,1 °C a -80 °C. Como alternativa, puede utilizarse la ecuación 2.4 para generar una estimación inicial de la temperatura, que luego se perfecciona iterativamente mediante el uso repetido de la ecuación adelantada para R .

Antes de calibrar los sensores Pt100 para su instalación en un emplazamiento para fines meteorológicos, los fabricantes suelen "envejecerlos" sometiéndolos a ciclos de temperatura que normalmente oscilan entre el punto de hielo y 20 °C. El objetivo de ese procedimiento consiste en detectar cualquier fallo de fabricación antes de la instalación y reducir toda tensión en los alambres que, en caso contrario, podría liberarse en condiciones de funcionamiento reales.

2.2.1.2 Termistores

Otro tipo de elemento de resistencia utilizado habitualmente es el termistor. Aunque existen termistores con coeficientes de temperatura de la resistencia positivos, los más habituales y útiles son aquellos que presentan coeficientes de temperatura de la resistencia ampliamente negativos. La composición de los termistores es un secreto patentado, pero normalmente se fabrican a partir de óxidos metálicos sinterizados en forma de pequeños discos, varillas o esferas, y a menudo están recubiertos de vidrio para evitar reacciones químicas con el aire, y en particular con la humedad.

La dependencia de temperatura de la resistencia R de un termistor puede describirse cualitativamente del modo siguiente:

$$R = R_0 \exp\left(-\beta \left[\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right]\right) \quad (2.6)$$

donde R_0 es la resistencia del termistor a la temperatura absoluta T_0 (en kelvines) y T es la temperatura del termistor en kelvines. Normalmente, los termistores se configuran para el valor R_0 a una temperatura de $25\text{ }^\circ\text{C}$, es decir, $T_0 = 25 + 273,15 = 298,15\text{ K}$, y β se expresa en kelvines. Los valores típicos son $R_0 \approx 1\text{ k}\Omega$ y $\beta \approx 4\text{ 000 K}$ (véase, por ejemplo, la figura 2.4).

Si se comparan con los sensores Pt100, los termistores presentan tres diferencias clave en cuanto a comportamiento.

La primera de ellas es la elevada resistencia de los termistores, a menudo suficientemente alta como para poder despreciar la resistencia de los hilos de conexión. Eso casi nunca sucede con los sensores Pt100, para los que siempre debe aplicarse una técnica de medición con cuatro hilos.

La segunda es su elevada sensibilidad en comparación con la de los sensores Pt100. Aunque esto supone una ventaja a cualquier temperatura específica, el hecho de que la sensibilidad varíe con la temperatura es problemático y se traduce en un comportamiento no lineal, y el rango dinámico sumamente elevado de los sensores también entraña problemas de procesamiento de la señal.

Por último, los sensores pueden ser muy pequeños, por lo que pueden tener constantes de tiempo pequeñas y elevados coeficientes de transferencia calorífica (Erell y otros, 2005). Sin embargo, los termistores muy pequeños presentan la desventaja de que, para una disipación de energía dada, el efecto de autocalentamiento es mayor que en el caso de los termómetros más grandes. Por consiguiente, deberá velarse por que la disipación de energía sea baja.

Cabe señalar que, si bien la ecuación 2.6 describe el comportamiento general de los termistores y es útil para fines de interpolación en pequeños intervalos de temperatura, carece de suficiente

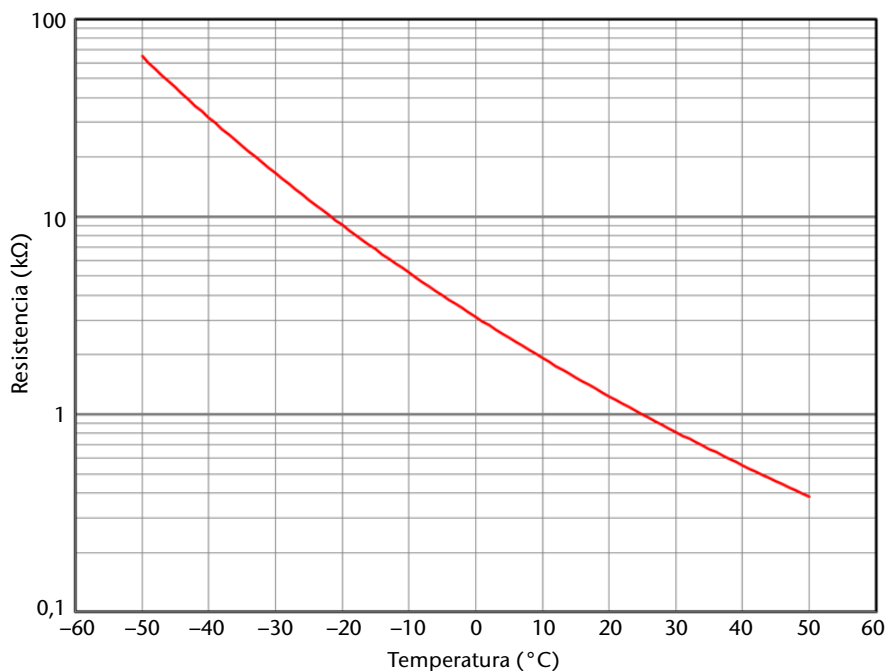


Figura 2.4. Relación entre resistencia y temperatura para un termistor $R_0 = 1\text{ k}\Omega$ y $\beta \approx 3\text{ 700 K}$ (nótese que el eje de ordenadas es logarítmico).

exactitud como para poderse utilizar en aplicaciones meteorológicas. Para describir el comportamiento de los termistores con mayor exactitud que la ecuación 2.6 se suelen utilizar diversas expresiones de la forma general siguiente:

$$R = R_0 \exp\left(A + \frac{B}{T} + \frac{C}{T^2} + \frac{D}{T^3}\right) \quad (2.7)$$

Una variante especial de la ecuación 2.7, donde el coeficiente C es cero, es la denominada ecuación de Steinhart-Hart. Es preciso determinar los coeficientes R_0 , A , B , C (si se utilizan) y D para cada sensor mediante calibración. Una expresión inversa equivalente para la temperatura es:

$$T = \left[A' + B' \ln\left(\frac{R}{R_0}\right) + C' \ln\left(\frac{R}{R_0}\right)^2 + D' \ln\left(\frac{R}{R_0}\right)^3 \right]^{-1} \quad (2.8)$$

donde los parámetros A' , B' , C' y D' son completamente diferentes de los parámetros A , B , C y D de la ecuación 2.7. Con respecto a las ecuaciones 2.7 y 2.8, cabe recordar que la temperatura T debe expresarse en kelvines.

En general, la fórmula inversa no es tan exacta como la fórmula adelantada, y si se emplea una computadora para calcular la temperatura, a menudo es útil aplicar reiteradamente la fórmula adelantada (ecuación 2.7) para encontrar el resultado correcto. Aunque se han ideado muchos esquemas de iteración, y se han optimizado en aras de la exactitud y la velocidad, a continuación se describe un enfoque típico. En este procedimiento, se realiza una primera estimación aproximada del valor correcto de temperatura, considerándolo como el punto medio del intervalo de calibración, y entonces se calcula la resistencia correspondiente a esa aproximación mediante la ecuación 2.7.

Si esa resistencia es mayor que la resistencia medida, entonces se realiza una nueva estimación aproximada de la temperatura en la mitad superior del intervalo de calibración.

Si esa resistencia es menor que la resistencia medida, entonces se realiza una nueva estimación aproximada de la temperatura en la mitad inferior del intervalo de calibración.

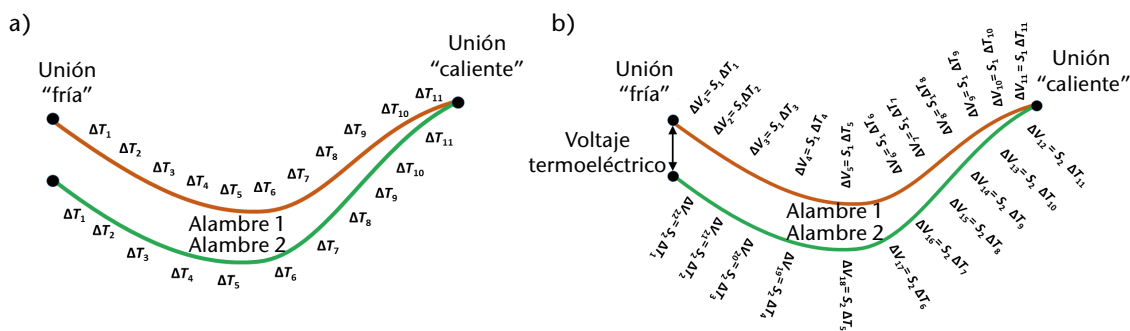
Se calcula una nueva resistencia a partir de la segunda estimación aproximada de la temperatura y, dependiendo del valor de esa resistencia en comparación con la resistencia medida, se realiza una tercera estimación aproximada de la temperatura. Para poner fin a este proceso iterativo, deben cumplirse los criterios de iteración. De esa manera, puede inferirse la temperatura a partir de una resistencia medida usando solo la fórmula adelantada 2.7.

2.2.1.3 **Termopares**

El efecto Seebeck describe el fenómeno por el cual un gradiente de temperatura en un metal da lugar a un campo eléctrico acompañante. La magnitud del campo eléctrico acompañante siempre es proporcional al gradiente de temperatura, pero depende de un coeficiente de Seebeck dependiente del material y de la temperatura (Nicholas y White, 1993; Bentley, 1998). Así, cuando un alambre de material puro está sujeto a un gradiente de temperatura, se genera espontáneamente voltaje en sus extremos, cuya magnitud es igual al voltaje de Seebeck integrado a lo largo del alambre.

Un termopar (figura 2.5) está formado por dos alambres de diferentes materiales con coeficientes de Seebeck distintos unidos por uno de sus extremos, la denominada "unión caliente". Habitualmente, los extremos abiertos de las uniones se conectan a los bornes de un voltímetro de alta resolución.

El voltaje termoeléctrico de un termopar se genera continuamente en toda la longitud de los alambres. Puede considerarse que cada alambre del termopar experimenta una secuencia de pequeños cambios de temperatura ΔT_i (figura 2.5 a)). Cada pequeña diferencia de temperatura ΔT_i genera un voltaje ΔV_i proporcional a ΔT_i y un coeficiente de Seebeck S que depende de la temperatura y del material (figura 2.5 b)). El voltaje termoeléctrico medido en los extremos



**Figura 2.5. En un gradiente de temperatura
a) se generan voltajes b) en toda la longitud de ambos alambres.**

abiertos del termopar es proporcional a la diferencia de temperatura entre los extremos abiertos de los alambres y la unión del termopar, aunque no se genere voltaje en la unión. Obsérvese que los términos "unión caliente" y "unión fría" son una mera convención, ya que los termopares pueden medir temperaturas incluso cuando la "unión caliente" está más fría que la "unión fría".

Es importante destacar que el voltaje termoeléctrico se genera en toda la longitud de los alambres del termopar y que no se genera voltaje en la unión propiamente dicha, el punto donde se mide la temperatura. En la unión del termopar simplemente se unen los dos alambres del termopar, por ejemplo, mediante soldadura (con o sin fusión). No se necesita más que una conexión eléctrica suficientemente robusta entre los alambres.

Los alambres del termopar pueden ser muy delgados y las uniones pueden ser muy pequeñas, lo que conlleva tres posibles ventajas. En primer lugar, los termopares pueden presentar tiempos de respuesta en el aire muy inferiores al segundo. En segundo lugar, el tamaño reducido también mejora el intercambio calorífico con el aire, lo que reduce los errores cuando el termopar se expone a radiación (Bugbee y otros, 1996). Por último, se disminuye el efecto de conducción térmica a lo largo de los alambres del termopar.

Los termopares se caracterizan por estar fabricados en "metales básicos" (por lo general, aleaciones de cobre o níquel) o "metales nobles" (normalmente, aleaciones de platino, rodio u oro). En lo que a aplicaciones meteorológicas se refiere, el uso de termopares de metales nobles no reviste ninguna ventaja especial. Los termopares suelen compararse como artículo manufacturado que se selecciona en función del material de los alambres; estos están fabricados en combinaciones de aleaciones estándar, especificadas mediante un "tipo de letra".

A continuación se enumeran los tipos más utilizados en aplicaciones meteorológicas según la norma IEC 60584-1:2013:

- tipo K: fabricados en dos aleaciones de níquel, cromel y alumel;
- tipo J: fabricados en hierro y constantán (aleación de cobre y níquel);
- tipo T: fabricados en cobre y constantán.

En el intervalo de temperaturas de interés meteorológico, el uso de un tipo u otro no conlleva ninguna ventaja especial. El tipo K es el más común, y a 20 °C produce una señal de aproximadamente 40 $\mu\text{V } ^\circ\text{C}^{-1}$. El tipo J presenta una sensibilidad ligeramente mayor (aproximadamente 50 $\mu\text{V } ^\circ\text{C}^{-1}$), pero el conductor de hierro puro puede corroerse si queda expuesto durante largos períodos. El tipo T presenta una sensibilidad similar a la del tipo K, pero el alambre de cobre tiene una elevada conductividad térmica, y ello puede provocar lecturas erróneas en algunas circunstancias.

Los fabricantes y los organismos de normalización disponen de tablas con las relaciones entre voltaje termoeléctrico y temperatura para los tipos de termopar estándares.

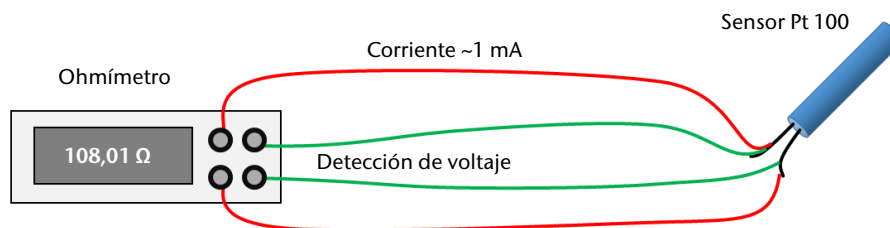


Figura 2.6. Sensor Pt100 configurado con cuatro hilos para la obtención de lecturas.

2.2.2 Procedimientos de medición

2.2.2.1 Termómetros de resistencia eléctrica

Los termómetros de resistencia eléctrica pueden conectarse a diversos circuitos eléctricos de medición. Históricamente se han utilizado muchas variantes de los puentes de resistencia en forma equilibrada o desequilibrada. En tales circuitos, una única medición de voltaje o corriente permite comparar la resistencia desconocida del termómetro con resistencias patrón independientes de la temperatura conocidas.

La excelente resolución y linealidad de los modernos convertidores de señales analógicas a digitales, así como el componente de medición de voltímetros y multímetros, permiten adoptar planteamientos alternativos. La resistencia desconocida del termómetro se estima a partir de dos mediciones: una medición de la corriente que atraviesa el sensor de temperatura y una medición del voltaje que atraviesa el sensor de temperatura. Esto permite medir una resistencia de aproximadamente $100\ \Omega$ con una incertidumbre de solo unos pocos $m\Omega$.

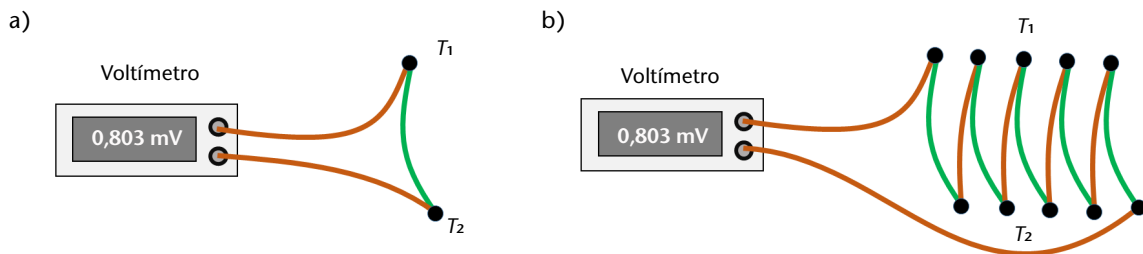
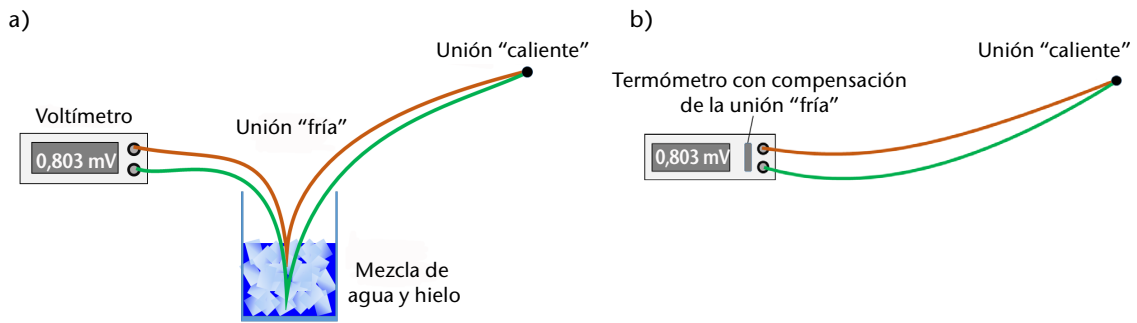
También debe tenerse en cuenta la resistencia de los hilos que conectan el sensor al convertidor de señales analógicas a digitales. Normalmente esos hilos tienen una resistencia eléctrica de unas pocas décimas de ohmio por metro. Para un sensor Pt100, una resistencia adicional de $0,39\ \Omega$ equivale a un error de $1\ ^\circ\text{C}$. Por tanto, para ese tipo de sensores se debe utilizar una configuración de medición con cuatro hilos en la que un par adicional de hilos mide el voltaje (figura 2.6).

En el caso de un termistor, el error causado por los hilos de conexión presenta grandes diferencias en función de la temperatura, pero tiende a ser mucho menos significativo que en el caso de los sensores Pt100. Para el sensor con $R_0 = 1\ \text{k}\Omega$ y $\beta = 3\ 700\ \text{K}$ de la figura 2.4, a $-20\ ^\circ\text{C}$ la resistencia del sensor es de $9,08\ \text{k}\Omega$ y la sensibilidad es de $-542\ \Omega\ ^\circ\text{C}^{-1}$, un cambio del $6,0\ \%\ ^\circ\text{C}^{-1}$, y a $+20\ ^\circ\text{C}$ la resistencia del sensor es de $1,24\ \text{k}\Omega$ y la sensibilidad es de $-55\ \Omega\ ^\circ\text{C}^{-1}$, un cambio del $4,4\ \%\ ^\circ\text{C}^{-1}$. Así, a $-20\ ^\circ\text{C}$ una resistencia adicional de $0,39\ \Omega$ equivale a un error de $0,0007\ ^\circ\text{C}$, y a $+20\ ^\circ\text{C}$, a un error de $0,007\ ^\circ\text{C}$, que en muchos casos puede considerarse un valor despreciable.

Para poder aprovechar las ventajas de los termistores, como la respuesta rápida y el elevado coeficiente de transferencia calorífica, pero sin padecer las desventajas del alto rango dinámico y la variación en la sensibilidad, los termistores a menudo se utilizan en circuitos de "linealización". Existe un amplio abanico de circuitos de ese tipo, pero el más simple es una resistencia constante conectada en paralelo (White, 2015, 2017).

2.2.2.2 Termopares

Históricamente, los termopares se han utilizado en una amplia gama de configuraciones en las que los extremos abiertos del termopar (la denominada "unión fría") tenían que estar sumergidos en hielo fundente (figura 2.7 a)). La temperatura de la unión caliente se deducía entonces a partir de los cuadros normalizados para el par de metales utilizado en el termopar. En la práctica, mantener el punto de hielo es una tarea un tanto engorrosa, por lo que ese método actualmente se utiliza en contadas ocasiones.



En lugar de eso, las mediciones toman como referencia la temperatura de los bornes del voltímetro digital. Para aplicar esta técnica, conocida como compensación de la unión fría, se requiere una medición de la temperatura de los bornes del voltímetro mediante un termistor o termómetro de resistencia de platino (figura 2.7 b)). Entonces, se calcula el voltaje adicional del termopar que cabría esperar si se hubiera utilizado el punto de hielo, y se añade al voltaje medido. Acto seguido, la suma se utiliza para determinar la temperatura mediante la interpolación de cuadros normalizados. En los casos en que se utiliza la compensación de la unión fría, se debe tener especial cuidado cerca de las uniones de los voltímetros, donde las pequeñas diferencias de temperatura entre los bornes pueden generar lecturas de voltaje falsas.

Normalmente un termopar comprado no es suficientemente largo como para poderlo conectar a un voltímetro en una carcasa aislada del entorno, y para ello se necesita el denominado "cable de extensión". Como se ha señalado con anterioridad, el voltaje termoeléctrico se genera en toda la longitud del termopar, incluido cualquier cable de extensión. Dado que los gradientes de temperatura del cable suelen ser mayores cerca del alojamiento que contiene el equipo de obtención de datos, los voltajes termoeléctricos generados en el cable de extensión son tan significativos como los generados cerca de la unión caliente del termopar. Por ese motivo, los termopares no suelen ser la opción elegida para usos meteorológicos ordinarios.

En meteorología, los termopares se utilizan para fines termométricos en dos aplicaciones especiales. La primera de ellas, cuando se necesita un termómetro con una masa reducida y una constante de tiempo muy pequeña para tareas de investigación especiales (véase, por ejemplo, Bugbee y otros, 1996). La segunda, para la medición de pequeñas diferencias de temperatura; en tal caso el termopar se cablea como si se tratara de dos termopares en oposición (figura 2.8 a)). En esa configuración el voltaje medido solo es sensible a la diferencia de temperatura entre las dos uniones. Una variante del termopar diferencial es la "termopila" (figura 2.8 b)), que consiste en un gran número de termopares diferenciales cableados en serie. El voltaje de salida

de una termopila de N uniones equivale a solo N veces la salida de un solo termopar, y para diez uniones, ese valor puede estar próximo a $400 \mu\text{V } ^\circ\text{C}^{-1}$. Esto permite detectar con una elevada resolución diferencias de temperatura muy pequeñas, como las que se producen en un piranómetro.

2.2.3 Exposición y emplazamiento

Los requisitos generales relativos a la exposición y el emplazamiento de los termómetros se describen en la sección 2.1.4.2. A continuación se exponen algunos requisitos adicionales:

- a) Medición de valores extremos: Si el termómetro eléctrico está conectado a un sistema de registro de datos en funcionamiento constante, puede que ya no sea necesario utilizar termómetros de máxima y de mínima por separado.
- b) Medición de temperaturas en superficie (termómetro para medir la temperatura mínima del césped o del suelo desnudo): Las propiedades radiativas de los termómetros eléctricos serán distintas de las de los termómetros de líquido en tubo de vidrio. Por consiguiente, los termómetros eléctricos expuestos para medir la temperatura mínima del césped (u otros tipos de superficie) registrarán valores diferentes a los obtenidos con termómetros convencionales expuestos en condiciones análogas. Esas diferencias pueden reducirse al mínimo si se coloca el termómetro eléctrico dentro de una vaina de vidrio cuyo diámetro sea el mismo que el de los termómetros sustituidos.
- c) Medición de temperaturas del suelo: Se instalan 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 esta a continuación de modo que se restablezcan, en la medida de lo posible, la estratificación y las características de drenaje originales del suelo.

2.2.4 Fuentes de error

2.2.4.1 Termómetros de resistencia eléctrica

A continuación se enumeran las principales causas de error en las mediciones de la temperatura obtenidas con termómetros de resistencia eléctrica:

- a) autocalentamiento del elemento termométrico;
- b) compensación inadecuada de la resistencia del cable conductor;
- c) compensación inadecuada 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, y ello provoca un aumento de la temperatura del termómetro con respecto a la del medio circundante. Para una corriente de 1 mA (10 mA) en un sensor Pt100, el calentamiento es de aproximadamente 0,1 mW (10 mW). Para un sensor de 6 mm de diámetro y 30 mm de largo, sujeto a una velocidad del viento de 1 m s^{-1} , el coeficiente de transferencia calorífica será de aproximadamente $40 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ y el calentamiento resultante del sensor estará comprendido entre 0,004 K y 0,4 K.

La resistencia de los conductores de conexión introducirá un error en la lectura de la temperatura. Cuando los conductores sean largos, el error será más significativo, por ejemplo, cuando el termómetro de resistencia esté situado a cierta distancia del instrumento de medición;

los errores de lectura también variarán con los cambios de temperatura de los cables. Para reducir errores, es muy recomendable utilizar termómetros Pt100 en una configuración de medición de cuatro hilos (véase la figura 2.6).

Ni los termómetros de resistencia eléctrica ni los termistores son lineales en un intervalo de temperaturas amplio. Con todo, la salida de los termómetros de resistencia eléctrica puede considerarse aproximadamente lineal para un intervalo limitado; sin embargo, en el caso de los termistores, deben adoptarse las medidas adecuadas para compensar esa falta de linealidad (White, 2016).

Con el envejecimiento, la resistencia de contacto de los conmutadores puede experimentar cambios repentinos, que pueden ser variables y pasar inadvertidos, a menos que el sistema se someta a calibraciones periódicas (véase la sección 2.2.5).

2.2.4.2 **Termopares**

La principal incertidumbre asociada al uso de termopares se debe a la naturaleza distribuida de la generación de voltaje termoeléctrico. Como se puede apreciar en la figura 2.5, el voltaje medido se genera en toda la longitud del termopar, incluidos los cables de extensión. Ello obliga a que la composición de la aleación de los alambres delgados sea extremadamente uniforme. Además, el termopar debe calibrarse teniendo en cuenta los gradientes de temperatura que experimentará durante su funcionamiento.

Asimismo, la medición secundaria de la temperatura utilizada para la compensación de la unión fría introduce un error desconocido que depende del entorno del convertidor de señales analógicas a digitales en el marco del voltímetro o del sistema de obtención de datos.

En el caso de las instalaciones destinadas a fines meteorológicos, no es factible realizar una calibración adecuada y la eficacia de la compensación de la unión fría no puede evaluarse si no se dispone de conocimientos adicionales. Por ello se desaconseja el uso de termopares en instalaciones estándar de naturaleza meteorológica.

2.2.5 **Comparación y calibración**

2.2.5.1 **Termómetros de resistencia eléctrica**

La calibración de termómetros en laboratorio debería realizarse de forma periódica en laboratorios de calibración acreditados con arreglo a la norma ISO/IEC 17025. Normalmente, los termómetros deberían compararse con los termómetros patrón en un baño de líquido agitado, en una cámara climática o en un calibrador de bloque seco en el intervalo de temperaturas de interés. En la sección 2.6 figura información adicional al respecto.

Dado que el instrumento de medición es parte integrante del termómetro eléctrico, su calibración debería comprobarse sustituyendo el termómetro de resistencia por una referencia de resistencia exacta y calibrada, y aplicando el equivalente en resistencia a unos incrementos de temperatura fijos (por ejemplo, de 10 K) en el intervalo de temperaturas de funcionamiento. En cualquier punto, el error no debería exceder de 0,1 K. Normalmente, esa operación deberá ser realizada por un técnico de mantenimiento.

2.2.5.2 **Termopares**

La calibración y la verificación de los termopares requieren que las uniones caliente y fría se mantengan a temperaturas conocidas con exactitud y que se varíe el gradiente entre esas temperaturas para evaluar la falta de uniformidad con respecto al coeficiente de Seebeck. Las técnicas e instrumentos necesarios para llevar a cabo esa labor son muy especializados y no se describen en el presente documento (Bentley, 1998; Nicholas y White, 1993; ASTM, 1993).

2.2.6 Correcciones

Cuando se entregan por primera vez, los termómetros eléctricos deberían ir acompañados de lo siguiente:

- Un certificado fechado que confirme el cumplimiento de la norma apropiada.
- Un certificado de calibración fechado que indique la resistencia o temperatura real (utilizando los parámetros de la ecuación de Callendar-van Dusen de la norma de la Comisión Electrotécnica Internacional) en puntos fijos del intervalo de temperaturas. Esas resistencias o temperaturas deberían utilizarse al comprobar la incertidumbre del instrumento de medición o 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.

Después de cada calibración, un sensor Pt100 dispondrá de un cuadro de valores de resistencia R_i a unos valores de temperatura determinados T_i . Esos valores pueden utilizarse para generar un cuadro de correcciones (ya sea ΔR_i o ΔT_i) que se utilizará con el termómetro. Partiendo de esos datos de calibración, se puede comprobar la conformidad con la norma (por ejemplo, IEC 60751), la clase o la banda de tolerancias especificadas. Sin embargo, para evaluar adecuadamente la conformidad dentro de una banda de tolerancias, los usuarios también deberían tener en cuenta el efecto de la incertidumbre de medición u_T asociada a la calibración. A ese respecto, es preciso tener en cuenta tres posibles situaciones:

- En la primera situación, la corrección $\pm u_T$ está completamente comprendida dentro de la banda de conformidad. Así, puede considerarse que el termómetro cumple la especificación. En tal caso, el termómetro puede volver a utilizarse y su temperatura puede inferirse a partir de la curva normalizada de la norma IEC 60751 especificada mediante los coeficientes normalizados de Callendar-van Dusen. Si se toma el ejemplo de la figura 2.9, esa situación se daría con una incertidumbre de $u_T = 0,05 \text{ } ^\circ\text{C}$.
- En la segunda situación, la corrección $\pm u_T$ queda completamente fuera de la banda de conformidad. Así, puede considerarse que el termómetro incumple la especificación. En ese caso, el termómetro no puede volver a utilizarse y el sensor normalmente se descartaría.
- En la tercera situación, la corrección $\pm u_T$ se superpone a la banda de conformidad, de modo que existe una posibilidad significativa de que el sensor no sea conforme. En ese caso, las medidas que deberán adoptarse serán una cuestión de criterio, dado que dependerán del grado de superposición. Si se estima que la probabilidad de incumplimiento de la especificación es suficientemente pequeña, el termómetro puede volver a utilizarse y

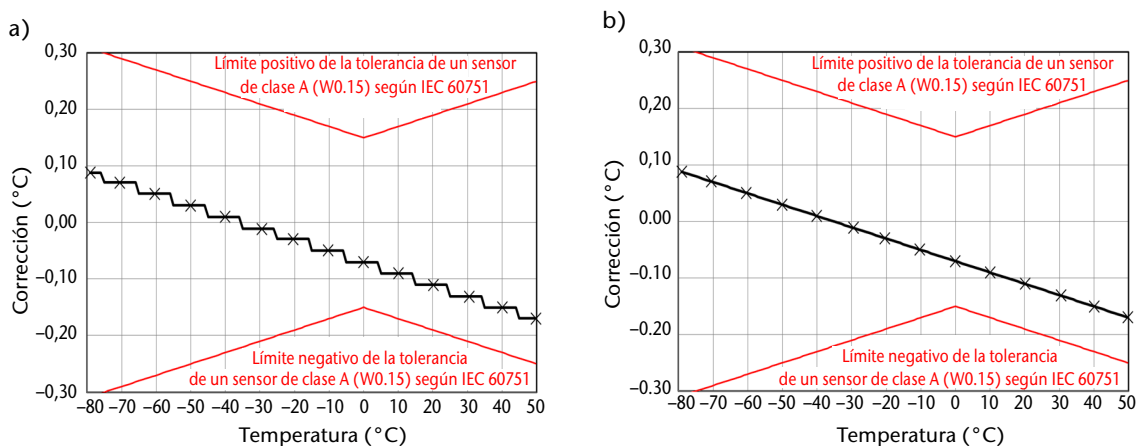


Figura 2.9. Esquemas para la aplicación de correcciones derivadas de los datos de calibración: a) escalonado; b) lineal.

su temperatura puede inferirse a partir de la curva normalizada de la norma IEC 60751 especificada mediante los coeficientes normalizados de Callendar-van Dusen. Si se toma el ejemplo de la figura 2.9, esa situación se daría con una incertidumbre de $u_T = 0,15$ °C.

Obsérvese que la conformidad o no conformidad puede depender del factor de cobertura atribuido a la incertidumbre.

En el esquema más simple de aplicación de correcciones, se da por sentado que las correcciones a una temperatura determinada se aplican a todas las temperaturas que estén más cerca de ese punto de calibración que de cualquier otro punto de calibración. Así, la temperatura se infiere a partir de la resistencia mediante una curva normalizada y, luego, se aplica la corrección. Este esquema (figura 2.9 a)) presenta una desventaja: en la curva que representa la relación entre temperatura y resistencia se genera una discontinuidad a medio camino entre los puntos de calibración.

Una versión mejorada del esquema de corrección simple es el que incorpora una interpolación lineal (figura 2.9 b)). La corrección que se aplica a una medición particular se calcula interpolando linealmente entre las correcciones de los puntos de calibración por encima y por debajo de la temperatura específica elegida. La ventaja es que se genera una curva continua que representa la relación entre temperatura y resistencia.

Un tratamiento más sofisticado de los datos consistiría en utilizarlos para generar parámetros personalizados de Callendar-van Dusen asociados a un termómetro en particular. Ese procedimiento se describe en Nicholas y White (1993).

2.2.7 **Mantenimiento**

En las comprobaciones periódicas sobre el terreno se debería señalar todo cambio que se haya producido en la calibración del sistema. Estos podrían deberse a alteraciones a largo plazo en las características eléctricas del termómetro, al deterioro de los cables eléctricos o de sus conexiones, a alteraciones en la resistencia de contacto de los conmutadores o a cambios en las características eléctricas del equipo de medición. Para determinar el origen exacto de esos errores y la manera de corregirlos se necesitará el equipo adecuado y una formación especializada, y la tarea debería encomendarse únicamente a un técnico de mantenimiento.

2.3 **TERMÓMETROS DE LÍQUIDO EN TUBO DE VIDRIO**

Los termómetros de mercurio en tubo de vidrio se han utilizado ampliamente, pero a raíz del Convenio de Minamata sobre el Mercurio (véase la sección 2.1.4.5) ya no se recomienda su uso. Se alienta a los SMHN a que adopten las medidas adecuadas para sustituir los termómetros de mercurio en tubo de vidrio por alternativas modernas (por ejemplo, termómetros de resistencia eléctrica). Teniendo en cuenta la evolución histórica de la termometría y el uso residual de los termómetros de mercurio en tubo de vidrio, el texto siguiente también se aplica a los termómetros de mercurio en tubo de vidrio.

2.3.1 **Descripción general**

Para las observaciones de rutina de la temperatura del aire, incluidas las correspondientes a las temperaturas máxima, mínima y del termómetro de bulbo húmedo, todavía se utilizan habitualmente termómetros de líquido en tubo de vidrio. Esos 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 que deben medirse. El cambio de

volumen del líquido respecto de su recipiente se traducirá en un cambio 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 ha utilizado el mercurio para temperaturas superiores a su punto de congelación ($-38,9\text{ }^{\circ}\text{C}$), mientras que el alcohol etílico u otros líquidos orgánicos puros se emplean para temperaturas más bajas. El vidrio debería ser normal o borosilicatado, del tipo homologado para su uso en termómetros. El bulbo se diseña de modo que sea lo más delgado posible, 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 temperaturas 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.

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

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 2.3.4). En Oficina de Publicaciones de Su Majestad/Oficina Meteorológica (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 tubo 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.

2.3.1.1 **Termómetros (de estación) ordinarios**

Los termómetros que, históricamente, se han estado utilizando son termómetros sumamente exactos del tipo de mercurio en tubo de vidrio. Las marcas de su escala están separadas por intervalos de $0,2\text{ K}$ o $0,5\text{ K}$, y la escala es más amplia que la de los demás termómetros meteorológicos.

El termómetro ordinario se instala en 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 cilíndrico o en forma de esfera.

Un par de termómetros ordinarios puede ser utilizado como psicrómetro si uno de ellos está equipado con una vaina de bulbo húmedo² (véase el capítulo 4, sección 4.3, de este volumen de la presente guía).

2.3.1.2 **Termómetros de máxima**

El tipo de termómetro de máxima recomendado ha sido el de mercurio en tubo 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. Puesto que el mercurio es el único líquido adecuado para los termómetros de máxima de tipo líquido en tubo de vidrio, deberían utilizarse alternativas eléctricas para medir las temperaturas máximas (véase la sección 2.2).

2.3.1.3 **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 esos termómetros siempre hay 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 o superior sin sufrir daños. Los termómetros de mínima deberían estar sustentados de manera análoga a los termómetros de máxima, en posición casi horizontal. Los termómetros de mínima pueden utilizar diversos tipos de líquidos como, por ejemplo, alcohol etílico, pentano o 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 del césped (véase la sección 2.1.4.2.3).

2.3.1.4 **Termómetros de suelo**

Para medir las temperaturas del suelo a profundidades iguales o inferiores a 20 cm se han utilizado habitualmente termómetros de mercurio en tubo de vidrio, en los que el tubo está dispuesto en 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*. Esos termómetros están graduados para ser introducidos hasta la profundidad de medición. Como el resto del instrumento se mantiene a la temperatura del aire, en el extremo del tubo debería haber una cámara de seguridad que permita la dilatación del mercurio.

Para medir temperaturas a profundidades superiores a 20 cm se han utilizado termómetros de mercurio en tubo de vidrio montados en tubos de madera, vidrio o plástico, con los bulbos recubiertos de cera o de pintura metálica. El conjunto formado por termómetro y tubo se suspende o se introduce entonces en tubos de metal o de plástico de pared delgada,

² Las temperaturas registradas con termómetros de bulbo húmedo se explican en el capítulo 4 de este volumen de la presente guía.

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 esos 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. Esa 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.

2.3.2 **Procedimientos de medición**

2.3.2.1 **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 esos 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 esas lecturas con las de un termómetro ordinario para asegurarse de que no haya errores importantes.

2.3.2.2 **Medición de temperaturas mínimas del césped**

Esta temperatura se mide con un termómetro de mínima como el que se describe en la sección 2.3.1.3. El termómetro debería estar montado sobre un soporte adecuado que lo sustente con una inclinación de unos 2° respecto de la horizontal, con el bulbo a menor altura que el tubo, 50 mm por encima del suelo.

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 sol intenso, el alcohol del instrumento podría evaporarse y condensarse en la parte superior del tubo. Este efecto puede reducirse 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.

2.3.3 **Exposición y emplazamiento**

Tanto los termómetros ordinarios como los de máxima y mínima se usan siempre protegidos por una garita, con arreglo a lo descrito en la sección 2.2.3. Los termómetros de extremas van montados sobre soportes adecuados que los mantienen en un ángulo de unos 2° respecto de la horizontal, con el bulbo a menor altura que el tubo.

Los termómetros de mínima del césped se colocan y se exponen en el lugar de medición tal y como se indica en las secciones 2.1.4.2.3 y 2.3.2.2.

2.3.4 **Fuentes de error en los termómetros de líquido en tubo de vidrio**

A continuación se enumeran los errores más comunes en los termómetros de líquido en tubo de vidrio:

- 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.

2.3.4.1 **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 temperaturas 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. Esa 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 exactas, especialmente con los termómetros de inspección o de comprobación, se debería volver a determinar el cero periódicamente, y aplicar las correcciones adecuadas.

2.3.4.2 **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 líquido (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.

2.3.4.3 **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 tubo 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° , 5° o 10° y se pueden evitar si el observador verifica por segunda vez las decenas y unidades del valor medido después de realizar la lectura inicial.

2.3.4.4 **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.

2.3.4.5 **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°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 ese 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 tubo 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 esas 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. Ese 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 ese 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. Ese 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.

2.3.5 **Comparación y calibración en laboratorio y en condiciones reales**

2.3.5.1 **Calibración en laboratorio**

La calibración de termómetros en laboratorio debería ser realizada por laboratorios de calibración acreditados con arreglo a la norma ISO/IEC 17025. Para los termómetros de líquido en tubo 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 tendría que disponer de algún medio para agitar el líquido. Los termómetros patrón 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 volumen V, capítulo 4, de la presente guía).

2.3.5.2 **Comprobaciones en condiciones reales**

Todos los termómetros de líquido en tubo de vidrio experimentan cambios graduales del nivel cero. Por esa 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 mediante un vaso Dewar lleno de hielo picado —obtenido a partir de agua destilada— humedecido 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 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 deberían 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, para luego obtener inmediatamente una lectura 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 comprobarse 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 en laboratorio 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 las incertidumbres especificadas que figuran en el capítulo 1, anexo 1.A, de este volumen de la presente guía.

Los termómetros de suelo pueden comprobarse 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 comprobación 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.

2.3.6 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 del césped. 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.

A continuación se enumeran los termómetros para los que normalmente se deberían entregar certificados:

- a) los que se utilizan en psicrómetros ventilados;
- b) los que se utilizan 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 dos termómetros idénticos.

2.3.7 **Mantenimiento**

2.3.7.1 **Rotura de la columna de líquido**

El fallo más habitual es la rotura de la columna del líquido, especialmente durante el transporte. 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.

2.3.7.2 **Ilegibilidad de la escala**

Otro de los problemas de los termómetros de líquido en tubo 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.

2.3.8 **Seguridad**

El mercurio, que ha sido el líquido utilizado más habitualmente en los termómetros de líquido en tubo 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, anexo 3.A, de este volumen de la presente guía se facilita información adicional sobre las medidas de seguridad que deben adoptarse para utilizar mercurio. Además, también existen restricciones al transporte de termómetros de mercurio en tubo de vidrio en aeronaves, o es obligatorio adoptar medidas especiales de precaución para evitar el derrame de mercurio en caso de rotura. Convendría ser informado al respecto por la autoridad o compañía de transporte pertinente.

2.4 **TERMÓGRAFOS MECÁNICOS**

2.4.1 **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

intervalo 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.

2.4.1.1 **Termógrafo bimetalico**

En los termógrafos bimetalicos, el movimiento de la plumilla registradora está controlado por el cambio de curvatura de una cinta o hélice bimetalica, 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 bimetalica a la plumilla; idealmente, sería conveniente dejar este ajuste en manos de personal autorizado. El elemento bimetalico 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 m s^{-1} , la constante de tiempo habitual es de unos 25 segundos.

2.4.1.2 **Termógrafo de tubo de Bourdon**

En este caso, la disposición general es similar a la del tipo bimetalico, 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 bimetalico 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 m s^{-1} la constante de tiempo habitual es de unos 6 segundos.

2.4.2 **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.

2.4.3 **Exposición y emplazamiento**

Estos instrumentos se deberían exponer en una garita meteorológica de gran tamaño (por ejemplo, una garita de Stevenson con una cámara de medición interior de $450 \times 700 \times 400 \text{ mm}$).

2.4.4 **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.

2.4.5 **Comparación y calibración**

2.4.5.1 **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.

2.4.5.2 **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.

2.4.6 **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.

2.4.7 **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.

2.5 **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, pueden ayudar a reducir errores cuando el microclima dentro de la garita difiera del de la masa de aire circundante. Ese tipo de desviación es más importante cuando la velocidad natural del

viento es muy baja ($<1 \text{ m s}^{-1}$). Cuando se utilice ese tipo de ventilación artificial, habría que evitar cuidadosamente que se depositaran aerosoles y gotas de lluvia sobre el sensor, lo cual reduciría su temperatura hacia la temperatura del termómetro húmedo. Las protecciones contra las radiaciones ventiladas artificialmente deberían proporcionar indicaciones claras 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 el 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 metal altamente pulimentado e inoxidable, a causa de su alta reflectividad y baja absorción de calor. No obstante, el uso de material plástico con una baja conductividad térmica está muy extendido por la sencillez de su mantenimiento. Si el sistema también emplea ventilación natural deberá utilizarse un material con una baja conductividad térmica.

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 (EMA), se ha incrementado considerablemente la variedad de estos diseños (véase OMM, 1998a). 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 (1998b, 1998c, 1998d, 2000a, 2000b, 2002b, 2002c, 2002d 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).

Dado que las protecciones contra las radiaciones pueden contribuir en gran medida a la incertidumbre total de las mediciones de temperatura, debería evaluarse y calcularse el efecto de las distintas situaciones meteorológicas (por ejemplo, salida del sol después de una noche clara, condiciones por las que se rigen las heladas o presencia de nieve en el interior o exterior, condensación en el interior y en el exterior, y efecto de la precipitación líquida).

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 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⁻¹) entre ellas, alejada del bulbo del termómetro. Este tipo de exposición es normal en los psicrómetros de aspiración (véase el capítulo 4 de este volumen de la presente guía). 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.

2.6 ASEGURAMIENTO DE LA TRAZABILIDAD Y CALIBRACIÓN

Un laboratorio meteorológico nacional u otro laboratorio de calibración acreditado debería tener como patrón de trabajo un termómetro de resistencia de platino de calidad, trazado con respecto a los patrones de ámbito nacional e internacional (OMM, 2010). Ese instrumento puede ser un termómetro patrón de resistencia de platino o un termómetro de resistencia de platino. Los termómetros patrón de resistencia de platino deberían trazarse a escala nacional e internacional mediante calibración externa en puntos fijos seleccionados (véase el cuadro del anexo). Dado que los termómetros patrón de resistencia de platino son termómetros de última generación que presentan la menor incertidumbre posible, en los procedimientos de laboratorio deben emplearse equipos de laboratorio adicionales (puente de medición, resistencias patrón, etc.) y deben aplicarse técnicas que permitan aprovechar al máximo las prestaciones del instrumento. El comportamiento de ese tipo de termómetros puede verificarse periódicamente en una célula de punto triple del agua. El punto triple del agua puede reproducirse en una celda de punto triple con una incertidumbre de $1 \cdot 10^{-4}$ K. Los termómetros de resistencia de platino deberían trazarse a nivel nacional e internacional mediante calibración por comparación externa en el intervalo de valores de interés meteorológico. Los termómetros de resistencia de platino o los termómetros patrón de resistencia de platino se utilizan en los laboratorios de calibración para difundir valores que se aplicarán a patrones de trabajo o a instrumentos objeto de calibración, generalmente mediante calibración por comparación. Todos los equipos de laboratorio que se utilizan en el proceso de calibración contribuyen a la incertidumbre de medición y deben trazarse con respecto al Sistema Internacional de Unidades de conformidad con la estrategia de trazabilidad establecida (véase el capítulo 1, anexo 1.B, de este volumen de la presente guía).

Por lo general, la calibración por comparación se realiza mediante mediciones del patrón de referencia y de la resistencia o voltaje del instrumento objeto de calibración mientras se expone a una temperatura estable en todo el intervalo de temperaturas de interés. Fundamentalmente, se necesitan cuatro tipos de instrumentos:

- patrón de referencia;
- sistema de obtención de datos para el patrón de referencia;
- sistema de obtención de datos para instrumento objeto de calibración;
- fuente de una temperatura estable.

Antes de que se utilice el patrón de referencia, este debería comprobarse en el punto triple del hielo o del agua para verificar que no se haya producido un cambio significativo en la resistencia desde la calibración anterior del instrumento. La calibración externa del patrón de referencia debería llevarse a cabo periódicamente, según la frecuencia y el intervalo de temperaturas de uso. Asimismo, deben aplicarse procedimientos internos de aseguramiento de la calidad (comprobaciones de estabilidad redundantes).

Al calibrar el termómetro de resistencia con respecto a un termómetro de resistencia de platino o un termómetro patrón de resistencia de platino de referencia, los requisitos técnicos que deben cumplir los dispositivos de lectura son los mismos que los aplicables a los instrumentos objeto de calibración y al termómetro de referencia. Si se dispone de un sistema de multiplexado, normalmente se puede utilizar un dispositivo de lectura para ambos. Así ocurre si el dispositivo

de lectura está diseñado para la calibración de la temperatura (y no solo para su medición) y dispone de ajustes variables (corriente, sincronización, etc.). Sin embargo, si el dispositivo de lectura no está diseñado para la calibración de la temperatura o no se dispone de un sistema de conmutación, entonces se requieren dos o más dispositivos de lectura. Los mejores resultados se obtendrán con dispositivos de lectura diseñados específicamente para la calibración de termómetros. Hay dos cuestiones importantes que deben tenerse en cuenta con respecto a los termómetros de resistencia de platino y los termómetros patrón de resistencia de platino:

- debe velarse por que el rango de resistencias del dispositivo de lectura sea apropiado para el termómetro de referencia y también para los instrumentos objeto de calibración para los que está destinado; muchos dispositivos modernos de lectura de termómetros están diseñados para cubrir ese abanico en un único rango;
- debe velarse por que el dispositivo de lectura utilice la corriente de fuente adecuada; una corriente de fuente incorrecta provocará un autocalentamiento excesivo y una calibración incorrecta.

Durante la calibración, los termómetros se colocan dentro de un medio de transferencia de calor en la fuente de temperatura. El medio de transferencia de calor puede ser un fluido agitado, un bloque metálico o aire. Ese medio mantiene un ambiente sujeto a una temperatura constante y uniforme que permite comparar la lectura del termómetro objeto de prueba con la de un termómetro más exacto. Un baño o cámara de calibración no puede considerarse completamente estable en el tiempo ni homogéneo en todo su volumen, en especial cuando las calibraciones de temperatura por comparación se realizan con las incertidumbres más bajas. Por lo general, ello constituye una importante contribución a la incertidumbre total de un procedimiento de calibración. Para reducir esa contribución a la incertidumbre, se pueden utilizar bloques equalizadores en los baños de calibración, cuyas dimensiones dependerán del tamaño del baño.

La incertidumbre de medición presente en el proceso de calibración de un termómetro depende del método de calibración empleado, la contribución a la incertidumbre de los patrones, las características de los equipos de medición utilizados y las características del dispositivo objeto de calibración.

En general, los intervalos entre calibraciones dependen de las condiciones de uso. Dado que pueden utilizarse distintos dispositivos de medición de la temperatura en una amplia variedad de condiciones, no siempre pueden especificarse intervalos de calibración precisos. En tales casos, se debería disponer de pruebas (por ejemplo, fruto de comprobaciones periódicas "entre calibraciones") que evidencien el establecimiento de intervalos de calibración en virtud de los cuales se realizará una nueva calibración antes de que se produzcan cambios significativos en las correcciones de la calibración.

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 siguiente.

El método normalizado para la interpolación de 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 sobre la relación entre resistencia y temperatura estableciendo una comparación con un termómetro patrón de resistencia de platino calibrado en varias temperaturas del rango de interés, y luego introducir un polinomio en los datos mediante un método de mínimos cuadrados.

La relación entre la resistencia de los termómetros de resistencia de platino objeto de calibración y la temperatura medida con un termómetro de referencia se expresa mediante una ecuación de interpolación. La ecuación de Callendar-van Dusen es la que comúnmente se acepta como ecuación de interpolación para termómetros de resistencia de platino industriales (definida en la norma IEC 60751, 2008), pero no para termómetros patrón de resistencia de platino:

$$R = R_0 \left(1 + At + Bt^2 + C(t - 100)t^3 \right)$$

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

Determinación de los puntos fijos en la EIT-90 en el intervalo de interés meteorológico

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)	83,8058	-189,3442
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del mercurio (punto triple del mercurio)	234,3156	-38,8344
Equilibrio entre las fases sólida, líquida y de vapor del agua (punto triple del agua)	273,1600	0,01
Equilibrio entre las fases sólida y líquida del galio (punto de fusión del galio)	302,9146	29,7646
Equilibrio entre las fases sólida y líquida del indio (punto de congelación del indio)	429,7485	156,5985

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Andersson, T. and I. Mattison, 1991: *A Field Test of Thermometer Screens*. SMHI Report No. RMK 62, Norrköping.
- ASTM, 1993: *ASTM Manual on The Use of Thermocouples in Temperature Measurement*. Philadelphia, ASTM.
- Bentley, R.E. (Ed.), 1998: *Temperature and Humidity Measurement*. Singapore, Springer-Verlag.
- Bugbee, B., O. Monje and B. Tanner, 1996: Quantifying energy and mass transfer in crop canopies. *Advances in Space Research*, 18:149–156.
- Bureau International des Poids et Mesures, 1989: *Procès-Verbaux du Comité International des Poids et Mesures*, 78th meeting, 1989, Paris (available from <https://www.bipm.org/documents/20126/41791796/ITS-90.pdf/>).
- Bureau International des Poids et Mesures/Comité Consultatif de Thermométrie, 1990: The International Temperature Scale of 1990 (ITS-90) (H. Preston-Thomas). *Metrologia*, 27:3–10 (amended version) (available from <https://doi.org/10.1088/0026-1394/27/1/002>).
- Çengal, Y.A. and A.J. Ghajar, 2014: *Heat and Mass Transfer: Fundamentals and Application*. Fifth edition. New York, McGraw-Hill Education.
- Diamond, H. J., T.R. Karl, M.A. Palecki, C.B. Baker, J.E. Bell, R.D. Leeper, D.R. Easterling, J.H. Lawrimore, T.P. Meyers, M.R. Helfert, G. Goodge and P.W. Thorne, 2013: U.S. Climate Reference Network after one decade of operations: status and assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94:489–498, doi: 10.1175/BAMS-D-12-00170.1.
- Erell, E., V. Leal and E. Maldonado, 2005: Measurement of air temperature in the presence of a large radiant flux: an assessment of passively ventilated thermometer screens. *Boundary Layer Meteorology*, 114:205–231.
- Harrison, R.G., 2010: Natural ventilation effects on temperatures within Stevenson screens. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(646)A:253–259, DOI: 10.1002/qj.537.
- , 2015: *Meteorological Measurements and Instrumentation*. Chichester, Wiley.
- Harrison R.G. and M.A. Pedder, 2001: Fine wire thermometer for air measurement. *Review of Scientific Instruments*, 72(2):1539–1541.
- Harrison, R.G. and G.W. Rogers, 2006: Fine wire thermometer amplifier for atmospheric measurements. *Review of Scientific Instruments*, 77(11):116112.
- Harvey, A.H., M.O. McLinden and W.L. Tew, 2013: Thermodynamic analysis and experimental study of the effect of atmospheric pressure on the ice point. *AIP Conference Proceedings*. 1552:221, doi: 10.1063/1.4819543.
- Her Majesty's Stationery Office/Meteorological Office, 1980: *Handbook of Meteorological Instruments*, Volume 2: Measurement of temperature. London.
- Incropera, F.P. and D.P. de Witt, 2011: *Fundamentals of Heat and Mass Transfer*. Chichester, Wiley.
- International Electrotechnical Commission, 2008: *Industrial Platinum Resistance Thermometers and Platinum Temperature Sensors*, IEC 60751:2008. Geneva.
- International Organization for Standardization, 2007: *Meteorology – Air Temperature Measurements – Test Methods for Comparing the Performance of Thermometer Shields/Screens and Defining Important Characteristics*, ISO/DIS 17714:2007. Geneva.
- Jones, E.B., 1992: *Jones' Instrument Technology*. Volume 2: Measurement of temperature and chemical composition, Butterworths-Heinemann, Oxford.
- Middleton, W.E.K. and A.F. Spilhaus, 1960: *Meteorological Instruments*. University of Toronto Press.
- Ney, E.P., R.W. Maas and W.F. Huch, 1960: The measurement of atmospheric temperature. *Journal of Meteorology*, 18:60–80.
- Nicholas, J.V. and D.R. White, 1993: *Traceable Temperatures*. Second edition. Chichester, Wiley.
- Quinn, T.J., 1990: *Temperature*. Second edition. San Diego, Academic Press.
- Richiardone, R., M. Manfrin, S. Ferrarese, C. Francone, V. Fericola, R. M. Gaviolo and L. Mortarini, 2012: Influence of the Sonic Anemometer Calibration on Turbulent Heat-Flux Measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, 142(3):425–442.
- Schotanus, P., F.T.M. Nieuwstadt and H.A.R. e Bruin, 1983: Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.* 26:81–93.
- Sparks, W.R., 1970: Current concepts of temperature measurement applicable to synoptic networks. *Meteorological Monographs*, 11(33):247–251.
- , 2001: Field trial of Metspec screens. *Technical Report TR19*, Met Office/OD, Wokingham, United Kingdom of Great Britain and Northern Ireland.

- Underwood, R., M. de Podesta, G. Sutton, L. Stanger, R. Rusby, P. Harris, P. Morantz and G. Machin, 2017: Further estimates of $(T - T_{90})$ close to the triple point of water. *International Journal of Thermophysics*, 38:44.
- Underwood, R., T. Gardiner, A. Finlayson, S. Bell and M. de Podesta, 2017: An improved non-contact thermometer and hygrometer with rapid response. *Metrologia*, 54(1):S9.
- Underwood, R., T. Gardiner, A. Finlayson, J. Few, J. Wilkinson, S. Bell, J. Merrison, J.J. Iverson and M. de Podesta, 2015: A combined non-contact acoustic thermometer and infrared hygrometer for atmospheric measurements. *Meteorological Applications*, 22:830–835.
- White, D.R., 2015: Temperature errors in linearizing resistance networks for thermistors. *International Journal of Thermophysics*, 36:3404–3420, DOI 10.1007/s10765-015-1968-2.
- , 2017: Interpolation errors in thermistor calibration equations. *International Journal of Thermophysics*, 38(4):59, DOI 10.1007/s10765-017-2194-x.
- World Meteorological Organization, 1972: *The Effect of Thermometer Screen Design on the Observed Temperature* (W.R. Sparks). (WMO-No. 315). Geneva.
- , 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). Geneva.
- , 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). Geneva.
- , 1998b: An investigation of temperature screens and their impact on temperature measurements (J. Warne). Paper 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). Geneva.
- , 1998c: A thermometer screen intercomparison (J.P. van der Meulen). Paper 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). Geneva.
- , 1998d: Comparison of meteorological screens for temperature measurement (G. Lefebvre). Paper 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). Geneva.
- , 2000a: A comparison of air temperature radiation screens by field experiments and computational fluid dynamics (CFD) simulations (A. Spetalen, C. Lofseik and P. Ø. Nordli). Paper 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). Geneva.
- , 2000b: Temperature measurements: Some considerations for the intercomparison of radiation screens (J.P. van der Meulen). Paper 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). Geneva.
- , 2002a: Measurement of temperature with wind sensors during severe winter conditions (M. Musa, S. Suter, R. Hyvönen, M. Leroy, J. Rast and B. Tammelin). Paper 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). Geneva.
- , 2002b: Norwegian national thermometer screen intercomparison (M.H. Larre and K. Hegg). Paper 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). Geneva.
- , 2002c: Results of an intercomparison of wooden and plastic thermometer screens (D.B. Hatton). Paper 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). Geneva.
- , 2002d: Temperature and humidity measurements during icing conditions (M. Leroy, B. Tammelin, R. Hyvönen, J. Rast and M. Musa). Paper 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). Geneva.

- , 2010: *Guidance on Instrumentation for Calibration Laboratories, Including Regional Instrument Centres* (D. Grosej) (WMO/TD-No. 1543). Instruments and Observing Methods Report No. 101. Geneva.
- , 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). Geneva.
- Zanghi, F., 1987: *Comparaison des Abris Météorologiques*. Technical Memorandum No. 11, Météo-France/SETIM, Trappes.
-

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 equivale, pues, al peso de una columna vertical de aire —que se extiende 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, Nm^{-2}). Según la práctica aceptada, se añade 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 el término de uso preferente. Esa circunstancia obedece, en gran medida, a que 1 hectopascal equivale a 1 milibar (mbar), la unidad utilizada anteriormente. En el capítulo 1 de este volumen de la presente guía se proporciona información detallada sobre el uso obligatorio de las unidades del Sistema Internacional de Unidades (SI). Obsérvese que las unidades utilizadas para las lecturas de los barómetros, como “mm Hg”, “en Hg” o “mbar”, no están definidas en el SI y, por tanto, cuando se trata de notificar la presión atmosférica, no pueden utilizarse para el intercambio internacional de datos (véase también el anexo 3.A del presente capítulo).

En el presente capítulo el hectopascal es la única unidad utilizada.

3.1.3 Requisitos meteorológicos

Los campos de presión analizados constituyen un requisito fundamental de la ciencia meteorológica. 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, aunque deben atenerse 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, anexo 1.A, del presente volumen, que constituye la referencia primaria para las especificaciones de medición en la presente guía.

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 incertidumbre apropiado que deberán cumplir los barómetros antes de ser instalados en un entorno operativo.

Una vez que los barómetros se han instalado en un entorno operativo, las limitaciones prácticas pueden hacer necesario un equipo adecuadamente diseñado para que el Servicio Meteorológico e Hidrológico Nacional (SMHN) mantenga ese objetivo de incertidumbre. No solo el barómetro, sino también la exposición debe ser objeto de una atención especial. No obstante, el funcionamiento de un barómetro de estación de una red operativa debería observar los criterios establecidos.

3.1.4 **Métodos de medición y de observación**

3.1.4.1 ***Principios generales de medición***

Por lo general, las mediciones de la presión atmosférica con fines meteorológicos se realizan mediante barómetros electrónicos, barómetros aneroides o hipsómetros. Hasta el momento, este último tipo de instrumentos, cuyo funcionamiento se basa en la relación entre el punto de ebullición (temperatura) de un líquido y la presión atmosférica, se ha utilizado solo de forma limitada y, por tanto, no se tratará con detenimiento en la presente publicación.

Aunque los barómetros de mercurio se siguen utilizando, su uso ya no se recomienda, habida cuenta del Convenio de Minamata sobre el Mercurio (véase el capítulo 1, sección 1.4.2, del presente volumen). Se alienta a los SMHN a que adopten con carácter de urgencia medidas apropiadas para sustituir los barómetros de mercurio por alternativas modernas (véase la sección 3.1.4.5). La información relativa a las prácticas de observación con barómetros de mercurio se mantiene en el anexo 3.A solo para informar al lector sobre esa práctica obsoleta.

La mayoría de los barómetros de diseño reciente utilizan transductores, que transforman la respuesta del sensor en magnitudes relacionadas con la presión. Estas se procesan ulteriormente mediante circuitos eléctricos de integración apropiados o 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 (en ningún caso superior a 20 segundos).

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

Una membrana elástica, sujeta por los bordes, se deforma si se ejerce más presión sobre un lado que sobre el 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 —fabricados en 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. De hecho, para determinar la presión, esos instrumentos miden la densidad del gas (aire) que hay en su interior.

También se emplean de forma generalizada transductores de presión absoluta, que utilizan 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. Esos tipos de transductores de presión están prácticamente exentos de efectos de histéresis.

3.1.4.2 **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: buena iluminación para la realización de las lecturas (en caso de lecturas manuales), ausencia de corrientes de aire, montaje sólido y sin vibraciones, y protección contra manejos bruscos.

El posicionamiento debe realizarse con especial cuidado para evitar todo efecto artificial causado por el viento. Esos efectos se dan habitualmente en las mediciones realizadas en interiores debido a la acumulación de presión en el exterior del edificio, que genera errores que en ocasiones superan 1 hPa. Véase la sección 3.1.4.3.2 para obtener más información al respecto.

3.1.4.3 **Fuentes de error: comentarios generales**

Los errores en la medición de la presión pueden deberse a una colocación inadecuada del instrumento. Este debe emplazarse en un entorno cuyas condiciones exteriores no originen errores de medición. Esas condiciones comprenden el viento, la radiación y la temperatura, los golpes y las vibraciones, las fluctuaciones del suministro eléctrico y los golpes de presión. Es importante que los observadores meteorológicos o el personal técnico 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.

Si se realizan lecturas manuales, el instrumento (o su pantalla) debería ser fácil de leer. Los instrumentos deben diseñarse de manera que la resolución de sus lecturas sea mejor que la incertidumbre de medición requerida, es decir, que el error de redondeo no aumente significativamente la incertidumbre de los resultados de la medición.

3.1.4.3.1 **Efectos de la temperatura**

Las lecturas de los instrumentos no deberían verse afectadas por las variaciones de temperatura. Los instrumentos solo son idóneos si se cumple por lo menos una de las condiciones siguientes:

- a) El instrumento está diseñado para funcionar con independencia de la temperatura o para ser compensado en todo el intervalo de temperaturas, lo que se comprobará mediante calibración y pruebas adecuadas.
- b) Se dispone de procedimientos para corregir las lecturas por los efectos de la temperatura y estos se aplican para conseguir el grado de incertidumbre requerido.
- c) El sensor de presión está instalado en un entorno cuya temperatura está estabilizada de forma que pueda conseguirse la incertidumbre requerida.

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

3.1.4.3.2 **Efectos 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, ese error estará siempre presente, debido a los movimientos del buque. Un problema semejante se planteará si se instala el barómetro en una habitación con aire acondicionado.

Con frecuencia, el viento puede causar variaciones dinámicas de la presión en el recinto donde se encuentre el instrumento. Esas fluctuaciones vienen a añadirse a la presión estática y, con viento fuerte y racheado, pueden alcanzar una magnitud de hasta 2 o 3 hPa. Por lo general, es poco práctico corregirlas porque el efecto de “bombeo” 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 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.

Ese efecto puede atenuarse en gran medida utilizando una cabeza estática entre la atmósfera exterior y la toma de entrada del barómetro. Los principios detallados de funcionamiento de las cabezas estáticas pueden consultarse en diversas publicaciones (Miksad, 1976; United States Weather Bureau, 1963). 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 que no se vea afectado por la proximidad de ningún edificio. El diseño de dicha cabeza requiere gran cuidado. Aunque se comercializan cabezas de presión estática, son escasas las publicaciones donde se proporcionan datos sobre intercomparaciones que demuestren su funcionamiento (OMM, 2012).

3.1.4.3.3 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.

3.1.4.3.4 Efectos de la histéresis

Algunos barómetros (en particular los barómetros aneroides) se ven afectados por la histéresis, y sus efectos pueden ser superiores a 0,1 hPa. Para demostrar que cualquier histéresis está comprendida en la incertidumbre de medición requerida, deben llevarse a cabo calibraciones en pasos de presión tanto ascendentes como descendentes.

3.1.4.3.5 Transporte y utilización en un entorno no estabilizado

Los barómetros pueden ser sensibles a vibraciones e impactos que afecten al ajuste del equipo. Debe prestarse especial atención para evitar cualquier impacto durante el transporte, y los instrumentos deberían colocarse en un ambiente exento de vibraciones.

3.1.4.4 **Mantenimiento: comentarios generales**

Deberían tenerse en cuenta los siguientes procedimientos de mantenimiento:

- a) Los instrumentos, y en particular la entrada de presión, deberían mantenerse limpios y sin obstrucciones.
- b) La altura de instalación del sensor y el montaje deberían comprobarse periódicamente.
- c) Los instrumentos deben calibrarse (y ajustarse, si procede) periódicamente; el intervalo de tiempo entre dos calibraciones debe ser lo suficientemente corto como para que el error total absoluto de medición cumpla los requisitos en materia de incertidumbre.
- d) Toda variación de la incertidumbre (a largo y a corto plazo) debe ser muy inferior a la especificada en el capítulo 1, anexo 1.A, del presente volumen. Cuando un instrumento

haya mostrado en las calibraciones una tendencia a la deriva, solo podrá utilizarse para fines operativos si el intervalo entre calibraciones es lo suficientemente corto como para asegurar el grado de incertidumbre requerido en todo momento.

- e) Cuando el instrumento tenga que ser calibrado fuera de su emplazamiento operativo, la forma de transportarlo no deberá afectar a su estabilidad ni a su exactitud; entre las condiciones que pueden alterar la calibración del instrumento se encuentran los golpes y las vibraciones de tipo mecánico, las desviaciones respecto de la vertical y las fluctuaciones de presión considerables que se pueden producir durante el transporte aéreo.

3.1.4.5 ***Implicaciones del Convenio de Minamata sobre el Mercurio para la medición de la presión***

El Convenio de Minamata sobre el Mercurio del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) entró en vigor a escala mundial en agosto de 2017 y prohíbe toda producción, importación y exportación de barómetros de mercurio (véase el capítulo 1, sección 1.4.2, del presente volumen). Por consiguiente, ya no se recomienda el uso de barómetros de mercurio y se alienta encarecidamente la adopción de medidas apropiadas para sustituir esos barómetros por alternativas modernas. Los barómetros electrónicos constituyen una alternativa económica, exacta y fiable a los peligrosos instrumentos que utilizan mercurio y ofrecen importantes ventajas en cuanto a almacenamiento de datos y visualización de estos en tiempo real.

3.2 **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, cuya frecuencia está relacionada con la presión real), bien en forma de señales digitales, por ejemplo, la frecuencia de impulsos o los protocolos normalizados de comunicación de datos, como 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, con frecuencia se emplean monitores y sistemas de adquisición de datos, como los utilizados en las estaciones meteorológicas automáticas (EMA).

La tecnología actual de barómetros digitales recurre a diversos niveles de redundancia para aumentar la exactitud de las mediciones y la estabilidad 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. Para cada configuración, el instrumento cuenta con sensores de temperatura montados en su interior que permiten compensar automáticamente la temperatura. La triple redundancia asegura una excelente estabilidad a largo plazo y la exactitud de las mediciones, incluso en las aplicaciones más exigentes. Estas técnicas permiten monitorear y verificar continuamente el funcionamiento de cada sensor.

3.2.1 **Sensores capacitivos variables basados en circuitos integrados**

Los sensores de presión capacitivos utilizan la propiedad eléctrica de la capacitancia para medir el desplazamiento de un diafragma. El diafragma es un sensor de presión elástico que se desplaza de forma proporcional a los cambios de presión. Actúa como una placa de un condensador que detecta la tensión debida a la presión aplicada para así hacer las veces de condensador variable. El cambio en el valor de la capacitancia provoca la variación de esa señal eléctrica. Luego la señal se acondiciona y se muestra en un dispositivo calibrado en términos de presión. Las tecnologías más habituales utilizan diafragmas de metal, cerámica

y silicio. Dado que se trata de una medición que depende de la temperatura, para cumplir los requisitos de exactitud también se mide la temperatura del sensor a fin de aplicar las compensaciones necesarias.

Los sensores de diafragma de silicio (con un tamaño de alrededor de $1 \mu\text{m}$) son de uso habitual en la tecnología de circuitos integrados actual. Para esta técnica, se mide la presión absoluta utilizando una cámara de vacío (presión inferior a 10^{-3} hPa).

3.2.2 Barómetros digitales piezorresistivos

Es posible obtener mediciones de la 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 origina, por medio de un fuelle flexible, una fuerza axial ascendente que da lugar, por tanto, a una fuerza de compresión sobre el elemento de cristal de cuarzo. Puesto que ese elemento es, en esencia, una membrana rígida, toda la estructura mecánica sufre deflexiones minúsculas, con lo que la histéresis mecánica queda prácticamente eliminada.

El puente de Wheatstone plenamente activo mencionado con anterioridad puede consistir bien en medidores de deformación de semiconductores, 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 ejercida sobre el diafragma.

Este modo de funcionamiento se basa en el hecho de que la presión atmosférica actúa sobre el elemento sensor que cubre 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 debidos a la temperatura, el instrumento suele incorporar un termostato integrado.

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 diodos fotoemisores (LED).

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 un valor de presión utilizando un microprocesador independiente de la temperatura del sensor.

3.2.3 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 que en el exterior se mantiene una referencia de vacío. En esas 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.

3.2.4 **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. A menos que se haya diseñado para proporcionar una compensación de temperatura apropiada, ese armazón debe mantenerse a temperatura constante mediante un calefactor regulado electrónicamente. Debe evitarse absolutamente la condensación de vapor 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 3.1.4.3.2).

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

3.2.5 **Exposición de los barómetros electrónicos**

La información detallada sobre los requisitos generales de exposición figura en 3.1.4.2. Los barómetros electrónicos deberían montarse lejos de fuentes de radiación electromagnética; cuando esto último no sea posible, habría que proteger los cables y el armazón.

3.2.6 **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 en la estación y la presión al nivel del mar pueda considerarse constante.

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.

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 que permite establecer comunicación con eventuales registradores de datos o con EMA.

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 por lo menos 0,1 hPa. Durante la calibración, cada uno de los sensores puede verificarse con una resolución de por lo menos 0,01 hPa.

3.2.7 **Fuentes de error**

La exactitud del barómetro electrónico dependerá de la incertidumbre con la 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.

3.2.7.1 ***Deriva entre calibraciones***

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

A fin de 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, empezando con una periodicidad anual) para así detectar y reemplazar prontamente los instrumentos defectuosos.

La necesidad de verificar frecuentemente la calibración de los barómetros electrónicos conlleva una carga adicional para los SMHN, en particular cuando sus redes barométricas son extensas. A la hora de planificar la sustitución de los barómetros de mercurio por instrumentos electrónicos deberán tenerse en cuenta los costos de calibración vigentes.

3.2.7.2 ***Temperatura***

En la mayoría de los barómetros electrónicos los efectos de la temperatura están adecuadamente compensados, lo que puede comprobarse durante la calibración o las pruebas. Si en un barómetro electrónico esa compensación es insuficiente, este deberá mantenerse a temperatura constante si quiere mantenerse la calibración. La temperatura debería ser similar a la temperatura de calibración. Los barómetros electrónicos que no disponen de control de temperatura suelen ser propensos a presentar 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 también puede depender del historial térmico del barómetro, puesto que una exposición prolongada a cambios de temperatura puede ocasionar desviaciones en la calibración a medio o largo plazo.

Los sistemas electrónicos del barómetro también pueden ser una fuente de error cuando no se mantienen a la misma temperatura que el elemento sensor. Es muy frecuente utilizar barómetros

electrónicos en condiciones climáticas extremas, especialmente en EMA. En tales casos, el barómetro puede estar expuesto a temperaturas que superan ampliamente las señaladas en las especificaciones de diseño y calibración del fabricante.

3.2.7.3 **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 socavaría la precisión del dispositivo.

3.2.7.4 **Naturaleza del funcionamiento**

Los cambios visibles en la calibración de un barómetro electrónico pueden obedecer a que, durante la calibración, el barómetro funcione 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 a las de un instrumento que se enciende durante unos segundos.

3.3 **BARÓMETROS ANEROIDES**

3.3.1 **Requisitos de construcción**

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.

3.3.2 **Incertidumbre de medición alcanzable**

Un barómetro aneroide bien diseñado y construido permite lograr la incertidumbre de medición alcanzable de 0,3 hPa. Para conseguir esa incertidumbre, además de someter el instrumento a calibraciones periódicas y frecuentes para reducir la deriva de calibración (como ya se ha mencionado para los barómetros electrónicos en la sección 3.2.7.1), deberían tenerse en cuenta las reglas siguientes:

- a) El instrumento debería estar compensado para tener en cuenta los efectos de la 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 como 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.

3.3.3 **Exposición de los barómetros aneroides**

La información detallada sobre los requisitos generales de exposición figura en la sección 3.1.4.2. 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 la radiación solar directa y contra otras fuentes de calor o frío que puedan causar cambios bruscos y considerables de la temperatura.

3.3.4 **Lectura de los barómetros aneroides**

3.3.4.1 ***Exactitud de las lecturas***

Un barómetro aneroides 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 reducen los errores debidos a las palancas mecánicas. Las lecturas que presenten errores instrumentales deberían corregirse, pero, por lo general, se supone que la compensación de temperatura del instrumento es suficiente y que no es preciso introducir correcciones por gravedad.

3.3.4.2 ***Reducciones aplicadas a los barómetros***

Por lo general, el barómetro aneroides debería ajustarse 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 en la estación y la presión al nivel del mar pueda considerarse constante.

3.3.5 **Fuentes de error**

3.3.5.1 ***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 bien
- b) dejando una cierta cantidad de gas en el interior de la cámara aneroides.

En la mayoría de los barómetros aneroides corrientes, la compensación que se obtiene mediante esos métodos es completa solo para cierto valor de la presión de compensación. Es conveniente que los efectos de la temperatura se compensen, para todo el rango de presión, en todos los barómetros aneroides y barógrafos utilizados en las estaciones meteorológicas. En los sistemas digitales de lectura adecuados para fines de automatización, tales correcciones completas pueden formar parte del sistema electrónico.

3.3.5.2 **Errores de elasticidad**

El barómetro anerode puede estar expuesto a cambios de presión grandes y rápidos. Por ejemplo, una racha de viento intensa hará que el instrumento acusé 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 anerode con el paso del tiempo generan también un error. Ese efecto solo puede compensarse mediante comparaciones con un barómetro patrón efectuadas a intervalos periódicos, por ejemplo, anuales. Un buen barómetro anerode 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.

3.4 **BARÓGRAFOS**

3.4.1 **Requisitos generales**

De los diversos tipos de barógrafos, solo se tratarán con detalle los barógrafos aneroides. 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 anerode de calidad (véase la sección 3.4.2).
- b) Los efectos de temperatura deberían estar compensados en el instrumento, 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 como 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 volumen III, capítulo 4, de la presente guía.

3.4.2 **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 equivale a $100 A$ 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.

3.4.3 **Exposición de los barógrafos**

La información detallada sobre los requisitos generales de exposición figura en la sección 3.1.4.2. El barógrafo no debería 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 u ocasionar la acumulación de suciedad en el mecanismo.

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.

3.4.4 **Fuentes de error**

Además de las fuentes de error ya mencionadas con respecto a los barómetros aneroides (véase la sección 3.3.5), 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 calidad debería tener una incertidumbre de aproximadamente 0,2 hPa una vez que se hayan aplicado 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.

3.4.5 **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., siempre debería hacerse una vez que se haya terminado la lectura.

3.4.5.1 **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.

3.4.5.2 **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 la lectura de un barómetro electrónico o de un buen barómetro aneróide al menos una vez cada 24 horas, y los valores deseados se obtendrán por interpolación.

3.4.5 **Transporte**

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.

3.5 **CAMBIO BAROMÉTRICO Y TENDENCIA DE LA PRESIÓN**

3.5.1 **Tendencia de la presión y características 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 durante el período de 3 horas previo a una observación. 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 esa razón, se recomienda determinar la característica partiendo de 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, 2011).

3.5.2 **Medición de un cambio barométrico**

Las estaciones que efectúan observaciones al menos cada 3 horas utilizan varios métodos:

- a) Los barómetros electrónicos digitales suelen mostrar la tendencia de la presión junto con la presión real.
- b) La lectura de la variación puede obtenerse directamente del barógrafo.
- c) La variación puede calcularse a partir de las correspondientes lecturas del barómetro, corregidas al nivel de la estación.

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 son, en parte, de índole sistemática, por lo que durante el período relativamente corto de 3 horas es probable que tengan el mismo signo y, en consecuencia, disminuyan por sustracción.

3.6 ASEGURAMIENTO DE LA TRAZABILIDAD Y CALIBRACIÓN

3.6.1 Comentarios generales

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, el aseguramiento de la trazabilidad y la calibración periódica de los barómetros son cuestiones de suma importancia. Desde el decenio de 1960, para asegurar la trazabilidad de las mediciones de la presión se había aplicado un concepto de comparación de los barómetros, que comprendía el uso de barómetros patrón regionales designados en cada asociación regional de la OMM. En virtud de la Decisión 36 (EC-69) adoptada por la 69ª reunión del Consejo Ejecutivo de la OMM celebrada en 2017, se puso fin a ese concepto. Actualmente, la trazabilidad de las mediciones de la presión atmosférica con respecto a las unidades del SI puede asegurarse de manera más eficiente y económica mediante una cadena de trazabilidad ininterrumpida, de modo que en su lugar se aplica una nueva “estrategia de aseguramiento de la trazabilidad” (véase el capítulo 1, anexo 1.B, de este volumen de la presente guía).

En las secciones siguientes se proporcionan algunas orientaciones sobre el equipo que debe utilizarse tanto para la realización de calibraciones en laboratorio o móviles como para las comprobaciones en condiciones reales. Las definiciones y los comentarios generales sobre la calibración figuran en el volumen V, capítulo 4, de la presente guía, mientras que en OMM (2015) pueden consultarse orientaciones sobre el cálculo de las incertidumbres de calibración.

3.6.2 Calibración en laboratorio

La calibración de los barómetros en laboratorio es una tarea que deberían realizar de forma periódica laboratorios de calibración acreditados con arreglo a la norma ISO/CEI 17025 o bien servicios de institutos metrológicos nacionales en virtud de arreglos de reconocimiento mutuo del Comité Internacional de Pesos y Medidas (CIPM). Si no se dispone de un laboratorio adecuado, la trazabilidad con respecto al SI debería asegurarse de acuerdo con la estrategia de aseguramiento de la trazabilidad descrita en el capítulo 1, anexo 1.B, de este volumen de la presente guía.

En general, las calibraciones pueden realizarse en diferentes emplazamientos. Para lograr incertidumbres más bajas, la calibración debería realizarse en un laboratorio de calibración permanente situado en un emplazamiento fijo. En esas circunstancias se pueden utilizar patrones primarios más sensibles, las condiciones ambientales —como la temperatura y la humedad— se pueden controlar muy bien y se puede realizar un montaje a prueba de vibraciones.

Si los instrumentos que deben calibrarse no pueden trasladarse periódicamente a un laboratorio de calibración permanente, las calibraciones pueden realizarse con un equipo de calibración móvil *in situ* en un edificio del emplazamiento de observación o en un vehículo especialmente equipado. Dado que las condiciones ambientales no pueden controlarse con tanta precisión como sí podría hacerse en un laboratorio de calibración permanente, las incertidumbres alcanzables suelen ser mayores.

3.6.2.1 Configuración del equipo general

En la mayoría de los casos, el equipo de calibración incluye un regulador de presión combinado con el barómetro de referencia trazado con respecto al SI. Los reguladores de presión regulan la presión existente en una manguera conectada al instrumento objeto de calibración. Una bomba de vacío y una fuente de presión están conectadas al regulador de presión. Se recomienda encarecidamente utilizar un cilindro de gas comprimido con aire seco y limpio de muy alta pureza como fuente de presión. El contenedor debe estar equipado con una válvula reductora de presión. Debe instalarse un microfiltro entre la válvula reductora de presión y la manguera del regulador de presión. Los datos del barómetro de referencia se utilizan como datos de referencia, no los datos del regulador. Para algunos barómetros también puede utilizarse nitrógeno purificado. Sin embargo, en el caso de los barómetros que utilizan una tecnología basada en

la medición de la densidad del aire (como los barómetros de resonador cilíndrico), cabe la posibilidad de que el nitrógeno no pueda utilizarse porque la densidad del aire y la del nitrógeno son distintas.

También deben tenerse en cuenta los aspectos que se exponen a continuación, basados en las directrices de la Asociación Europea de Institutos Nacionales de Metrología (EURAMET) (EURAMET, 2017):

- a) Todo el equipo debe estar protegido de la luz solar directa y de toda fuente de calor.
- b) Los instrumentos objeto de calibración deberían colocarse lo más cerca posible del instrumento de referencia y a la misma altura.
- c) Los niveles de referencia de la presión de ambos instrumentos deberían ser lo más cercanos posible. En caso de haber diferencias, estas deben tenerse en cuenta para las correcciones e incertidumbres.
- d) Para alcanzar el equilibrio térmico en todo el sistema, el equipo necesita tiempo para calentarse y aclimatarse.
- e) Todos los barómetros se sirven de técnicas sensibles a la temperatura para medir la presión. Por consiguiente, el efecto de la temperatura debe compensarse en esos instrumentos, ya sea mecánicamente o bien mediante un programa informático apropiado. Cuando los barómetros se utilizan para un intervalo de temperaturas más amplio que el de las temperaturas interiores normales, los barómetros deben calibrarse o probarse a una serie de temperaturas para que sean representativos de ese intervalo específico.
- f) La calibración debería realizarse a una temperatura ambiente estable que no fluctúe en más de ± 1 °C. Esa temperatura debería ser representativa del intervalo de temperaturas usado en condiciones operativas, que normalmente oscila entre 18 y 28 °C. Ese valor de temperatura debería registrarse.
- g) Normalmente, la calibración de los instrumentos de medición de la presión para fines meteorológicos se realiza en el modo de presión absoluta, por lo que la densidad del aire no ejerce efecto alguno. Si la densidad del aire repercute en el resultado de la calibración, no solo debe registrarse la temperatura ambiente, sino también la presión atmosférica y la humedad relativa.
- h) El lugar de trabajo debería mantenerse limpio y bien organizado.

3.6.2.2 **Patrones de laboratorio**

El instrumento de referencia debe haberse trazado con respecto a patrones nacionales o internacionales y la incertidumbre debería ser inferior a la del instrumento objeto de calibración. De ser posible, la incertidumbre de la referencia debería corresponder a la mitad de la incertidumbre del instrumento objeto de calibración.

3.6.2.2.1 **Regulador de presión con referencia interna**

Los reguladores de presión pueden utilizarse como patrones de trabajo, pero solo si la incertidumbre de medición está dentro de los límites requeridos y se ha trazado con respecto al SI (OMM, 2010). Esos reguladores funcionan en modo de presión absoluta. La presión preseleccionada se genera mediante el suministro de gas y una bomba y válvulas de vacío. El medidor de presión interno se utiliza como referencia y para la regulación de la presión. Los dispositivos objeto de prueba se conectan directamente o bien mediante una manguera de presión. Puede producirse una ligera deriva, por lo que el regulador de presión debe calibrarse

nuevamente de forma periódica. En tal caso, bien todo el regulador de presión debería ser enviado al laboratorio de calibración, bien solo la referencia de presión interna, que puede ser desinstalada. Puede alcanzarse una incertidumbre inferior a 0,1 hPa.

3.6.2.2.2 Regulador de presión con referencia externa

En este caso, el regulador de presión interna presenta una precisión reducida o bien no puede calibrarse para que esté trazado con respecto al SI. Así pues, se utiliza un medidor de presión externo de precisión como patrón de trabajo. Se conecta en paralelo al dispositivo objeto de prueba. El mantenimiento y la calibración de una referencia externa es más fácil que el de una referencia interna. Puede alcanzarse una incertidumbre inferior a 0,05 hPa.

Algunos ejemplos de referencias externas, que ofrecen una elevada estabilidad (menos de 0,1 hPa en 10 años), una excelente compensación de temperatura (inferior a 0,001 hPa K⁻¹) y no presentan histéresis, suelen ser los barómetros eléctricos digitales de alta precisión que utilizan la tecnología descrita en la sección 3.2. Esos tipos de barómetros de referencia son muy eficientes porque pueden utilizarse en un entorno de calibración automática que no precisa de la participación de gran cantidad de recursos humanos. A pesar de la elevada estabilidad que brindan, se recomienda calibrar anualmente ese tipo de referencias con un equipo trazado con respecto al SI.

3.6.2.2.3 Medidores de pistón

Un medidor de pistón es un patrón primario caracterizado por ofrecer la menor incertidumbre posible y la mayor estabilidad. A causa de su deriva extremadamente baja, se recomienda recalibrarlo cada cinco años. La incertidumbre es aproximadamente de 0,05 hPa o menos. Aunque esos dispositivos son patrones primarios, a menudo se utilizan también como patrones de trabajo.

Dos principios subyacen al funcionamiento de un sistema pistón-cilindro fabricado en carburo de tungsteno. Un laboratorio de calibración acreditado o un instituto metrológico nacional determina la superficie efectiva del pistón. La temperatura se mide con un termómetro de resistencia de platino y el regulador del medidor de pistón calcula permanentemente el cambio en la superficie efectiva debido a la variación de temperatura.

El pistón gira en un cilindro accionado por un motor. La superficie del pistón y del cilindro es extremadamente lisa, limpia y carece de lubricación, a excepción de las moléculas del gas usado.

En cualquier caso, se necesita un regulador de presión adicional, por lo que la inversión es, de lejos, la más elevada.

En el modo de presión absoluta, ambos sistemas precisan de vacuómetros integrados. La calibración de esos vacuómetros es relativamente complicada y, por ello, se recomienda el uso de vacuómetros externos. En la mayoría de los casos los vacuómetros presentan un problema de deriva, por lo que los intervalos de calibración son más breves que el intervalo de calibración del propio pistón. Asimismo, debe tenerse en cuenta la incertidumbre del vacuómetro.

Medidores de pistón con medidor dinamométrico

El regulador de presión genera la presión preseleccionada. El medidor de pistón y los dispositivos objeto de prueba se conectan en paralelo mediante una manguera de presión. La presión generada actúa sobre el pistón conectado a un dinamómetro, que mide la fuerza. Dado que se ha hecho el vacío en la zona situada alrededor del dinamómetro, solo hay una fuerza muy débil a causa del gas residual.

La presión se calcula a partir del valor conocido de la superficie efectiva, corregido para tener en cuenta los efectos de la temperatura, y la fuerza medida. El vacío se mide con un vacuómetro. El regulador del medidor de pistón debe tener en cuenta la presión residual.

Los ajustes periódicos del punto cero del dinamómetro y del gradiente se realizan con pesas de precisión calibradas por un laboratorio de calibración acreditado o un instituto metrológico nacional.

Medidores de pistón con pistón cargado

Este tipo de patrón primario no mide la presión. Su pistón está cargado con pesas calibradas por un laboratorio de calibración acreditado o un instituto metrológico nacional. Este tipo de medidor de presión carece de dinamómetro, por lo que se trata de un medidor básico que presenta la menor incertidumbre posible. Asimismo, se puede trazar directamente con respecto a las unidades de masa, longitud, temperatura y tiempo del SI.

La presión se genera gracias a la masa conocida del pistón y las pesas, la gravedad local y el valor de la superficie efectiva corregido para tener en cuenta los efectos de la temperatura, y su valor se calcula a partir de esos parámetros (A en la figura 3.1). Para determinar la incertidumbre de medición, entre otras contribuciones a la incertidumbre total, debe conocerse la incertidumbre de esos tres componentes. Conviene prestar especial atención al valor de la gravedad local y a su incertidumbre. Es necesario que ese valor de la gravedad local (en el emplazamiento en el que se encuentre el patrón) sea determinado por personal cualificado o servicios acreditados. Asimismo, debe tenerse en cuenta el efecto en la gravedad local del edificio en el que se utiliza el patrón. Véase también el anexo 3.B sobre el uso de gravímetros.

Para elevar las pesas se necesita un regulador de presión. A cierta altura, una correa conectada provisionalmente —accionada por un motor— acelera el pistón. Cuando alcanza una velocidad de rotación determinada, la correa se desconecta y el motor se detiene. Las moléculas de nitrógeno ejercen una fricción extremadamente baja, por lo que la desaceleración de la velocidad de rotación será muy lenta. En función de la cantidad de pesas, la rotación puede durar hasta media hora.

Si el pistón gira, su altura varía ligeramente. Para que el pistón vuelva a situarse a una altura específica, el regulador de presión regula la presión bajo la superficie del pistón. Entonces, el regulador de presión pasa a un estado inactivo y sus válvulas se cierran. El pistón, que gira y baja muy lentamente, genera presión en la superficie situada bajo el pistón y la manguera de presión conectada (figura 3.2).

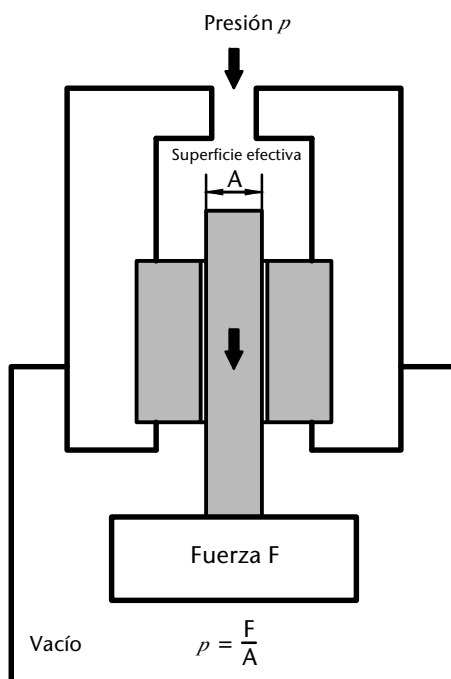


Figura 3.1. Medidor de pistón con dinamómetro

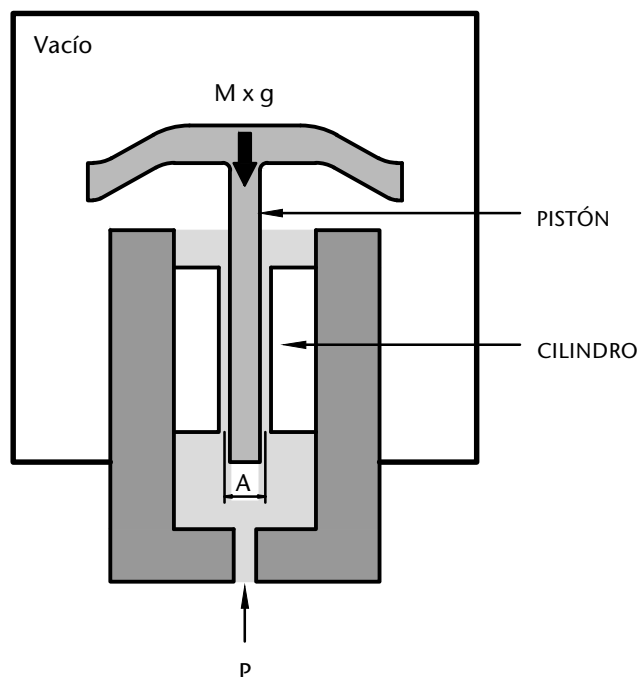


Figura 3.2. Medidor de pistón cargado

La superficie sobre el sistema pistón-cilindro está cubierta por una campana de vidrio. Con una bomba de alto vacío se hace el vacío en la campana, y este se mide con un vacuómetro. El regulador del medidor de pistón debe tener en cuenta la presión residual.

Un inconveniente de los medidores de pistón es el cambio de las pesas. Para llevar a cabo esa operación, debe presurizarse la zona en la que se ha hecho el vacío y debe retirarse la campana de vidrio. Después, debe recolocarse la campana de vidrio y debe hacerse el vacío de nuevo. Las labores relacionadas con los medidores de pistón requieren mucho tiempo, pero para algunos tipos de medidores de pistón existe un sistema automático de manejo de masas. Conviene recordar que para poner en práctica esta técnica se requiere personal debidamente formado.

3.6.2.3 Método de calibración

Para lograr la incertidumbre de medición ampliada requerida, debería aplicarse un procedimiento de calibración completo. Se dispone de diversas directrices a ese respecto. A continuación se describe un procedimiento de eficacia probada utilizado habitualmente en laboratorios acreditados que permite evaluar la linealidad, la repetibilidad y la reversibilidad.

El intervalo de presión para fines de calibración puede elegirse entre el 0 y el 100 % de la escala completa del instrumento, o bien puede reducirse en función de las necesidades del cliente (por ejemplo, el intervalo que cabe esperar en el uso operativo, como el rango de 850 a 1 050 hPa). En la figura 3.3 se muestra el procedimiento de calibración general.

El procedimiento de calibración comienza por la generación secuencial de puntos de calibración máximos y mínimos, un proceso que se repite tres veces. El tiempo de precarga al valor más elevado y el tiempo transcurrido entre dos precargas debería ser, por lo menos, de 30 segundos. El cambio de la presión debería realizarse en 30 segundos y se necesitan al menos 120 segundos de tiempo de espera.

Entonces, la calibración debería realizarse en puntos distribuidos uniformemente en el intervalo de calibración. Debe realizarse un ciclo de mediciones, cada una de las cuales consiste en una serie de presiones crecientes y una serie de presiones decrecientes. El número de puntos de una serie no debería ser inferior a nueve. El tiempo entre dos pasos de carga sucesivos

Procedimiento A

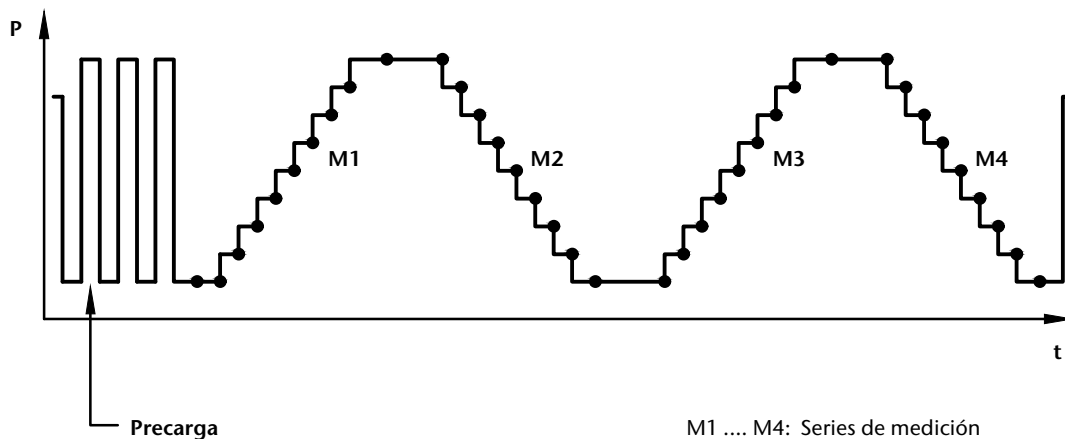


Figura 3.3. Procedimiento de calibración

debería ser el mismo y no debería ser inferior a 30 segundos. En cada punto de calibración, el tiempo de espera, durante el cual se logran condiciones de estado estable, debería ser de al menos 120 segundos.

El montaje y las conexiones deberían mantenerse inalterados durante todo el proceso.

En el caso de los medidores de presión absoluta, como los barómetros, se suele omitir la determinación de la desviación respecto del punto cero y, por consiguiente, no se realiza un ajuste de ese punto.

3.6.2.3.1 Cálculo de la repetibilidad

La repetibilidad se calcula a partir de la diferencia entre las desviaciones medidas en la serie de mediciones correspondiente. El índice *j* representa el punto de presión nominal:

$$b_{alta,j} = |\Delta p_{3,j} - \Delta p_{1,j}|$$

$$b_{baja,j} = |\Delta p_{4,j} - \Delta p_{2,j}|$$

$$b_{media,j} = \max\{b_{alta,j}, b_{baja,j}\}$$

La repetibilidad debe tenerse en cuenta a la hora de calcular la incertidumbre.

Ejemplo:

Referencia (hPa)	Serie 1 Δp (hPa)	Serie 2 Δp (hPa)	Serie 3 Δp (hPa)	Serie 4 Δp (hPa)
996,371	-0,002	0,008	0,001	0,007

$$b_{alta,j} = |0,001 \text{ hPa} - (-0,002 \text{ hPa})| = 0,003 \text{ hPa}$$

$$b_{baja,j} = |0,007 \text{ hPa} - 0,008 \text{ hPa}| = 0,001 \text{ hPa}$$

$$b_{media,j} = \max\{0,003 \text{ hPa}, 0,001 \text{ hPa}\} = 0,003 \text{ hPa}$$

3.6.2.3.2 Cálculo de la reversibilidad (histéresis)

La reversibilidad (histéresis) se calcula a partir de las diferencias entre las desviaciones correspondientes de los valores de salida medidos a presión creciente y decreciente:

$$h_{media,j} = \frac{1}{4} \left\{ \left| \Delta p_{2,j} - \Delta p_{1,j} \right| + \left| \Delta p_{4,j} - \Delta p_{3,j} \right| \right\}$$

La reversibilidad debe tenerse en cuenta a la hora de calcular la incertidumbre.

Ejemplo:

Referencia (hPa)	Serie 1 Δp (hPa)	Serie 2 Δp (hPa)	Serie 3 Δp (hPa)	Serie 4 Δp (hPa)
996,371	-0,002	0,008	0,001	0,007

$$h_{media,j} = \frac{1}{4} \left\{ \left| 0,008 \text{ hPa} - (-0,002 \text{ hPa}) \right| + \left| 0,007 \text{ hPa} - 0,001 \text{ hPa} \right| \right\} = 0,004 \text{ hPa}$$

3.6.3 Inspecciones sobre el terreno

Durante las inspecciones sobre el terreno, debería realizarse una comparación con un patrón itinerante. Esa comparación no es una calibración, ya que en la mayoría de los casos solo se realiza una comparación de un punto a la presión atmosférica real. Por tanto, esas comprobaciones solo permiten indicar la verosimilitud de las lecturas del instrumento en el emplazamiento.

Para las inspecciones sobre el terreno, se debería utilizar un medidor de presión electrónico móvil, preferiblemente dotado de más de un transductor de presión, como patrón itinerante (véase la sección 3.2). Con una compensación de temperatura apropiada, puede lograrse una incertidumbre de 0,1 hPa o menos. Hay disponibles instrumentos con baterías recargables y los valores de los transductores internos pueden visualizarse por separado o como valor medio. Antes de la comparación, siempre debería haberse aclimatado el instrumento a las condiciones ambientales.

Las inspecciones sobre el terreno deberían realizarse en condiciones meteorológicas sujetas a gradientes bajos, con una presión atmosférica estable y una velocidad del viento baja.

El equipo de inspección sobre el terreno debería ser calibrado por un laboratorio de calibración acreditado, de preferencia antes y después de su uso sobre el terreno, o a intervalos de calibración apropiados, en función de la deriva que experimente el equipo.

3.7 AJUSTE DE LAS LECTURAS DEL BARÓMETRO A UN NIVEL NORMALIZADO Y 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 la OMM recomienda un método normalizado que se describe en los párrafos siguientes.

Ese método recomendado se describe de forma pormenorizada en OMM (1954, 1964 y 1968). En OMM (1966) figura una serie completa de fórmulas que pueden utilizarse para realizar cálculos relativos a la presión.

3.7.1 Niveles normalizados

El valor observado de la presión atmosférica debería reducirse al nivel medio del mar (véase el capítulo 1 del presente volumen) en todas las estaciones en que ello sea posible con un grado

de exactitud razonable. Cuando esto no sea posible, 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 (es decir, mediante la Herramienta de Análisis y Examen de la Capacidad de los Sistemas de Observación en Superficie (OSCAR/Superficie) de la OMM, <https://oscar.wmo.int/surface/#/>).

3.7.2 Fórmula general de reducción

A continuación figura la fórmula de reducción para la presión al nivel del mar para estaciones situadas 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 $0,0148275 \text{ K/mgp}^{-1}$; 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, $T_s = 273,15 + t$; t es la temperatura de la estación en °C; 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 $0,0065 \text{ K mgp}^{-1}$; e_s es la presión de vapor en la estación en hectopascales; y C_h es el coeficiente $0,12 \text{ K hPa}^{-1}$.

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 $9,80665 \text{ m s}^{-2}$, y R es la constante de los gases para el aire seco, que es igual a $287,05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

3.7.3 Fórmula de reducción para las 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.

ANEXO 3.A. MÉTODOS DE MEDICIÓN CON BARÓMETROS DE MERCURIO

Como se ha indicado en la sección 3.1.4.5, ya no se recomienda el uso de barómetros de mercurio. Entre las razones que cabe argüir para dejar de usarlos, conviene destacar las siguientes: el vapor de mercurio es altamente tóxico; el mercurio libre es corrosivo para las aleaciones de aluminio utilizadas en el aire; se necesita un vidrio plomado especial para el tubo; 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 habitualmente de otros barómetros de exactitud y estabilidad equivalentes, provistos de dispositivos electrónicos de lectura.

El presente anexo se mantiene exclusivamente para información.

1. UNIDADES Y ESCALAS

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 1 013,250 hPa.

Serán aplicables en tales casos los factores de conversión siguientes:

$$\begin{aligned} 1 \text{ hPa} &= 0,750062 (\text{mm Hg})_n \\ 1 (\text{mm Hg})_n &= 1,333224 \text{ hPa} \end{aligned}$$

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:

$$\begin{aligned} 1 \text{ hPa} &= 0,029530 (\text{in Hg})_n \\ 1 (\text{in Hg})_n &= 33,8639 \text{ hPa} \\ 1 (\text{mm Hg})_n &= 0,03937008 (\text{in Hg})_n \end{aligned}$$

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 $9,80665 \text{ m s}^{-2}$.

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, ajustados y compensados correctamente para su uso en condiciones normales.

2. REQUISITOS PARA LOS BARÓMETROS DE MERCURIO

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.

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.

2.3 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. REALIZACIÓN DE MEDICIONES CON BARÓMETROS DE MERCURIO

3.1 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.

3.1.1 *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 $1,35951 \cdot 10^4 \text{ kg m}^{-3}$; 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.

3.1.2 *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, $g_n = 9,80665 \text{ m s}^{-2}$.

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 **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.

3.2.1 **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.

3.2.2 **Cambios en la corrección del 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.

3.2.3 **Cambios permisibles en la corrección del 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.

3.3 **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.B.

3.4 **Errores y fallos de los barómetros de mercurio**

3.4.1 ***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.

3.4.2 ***Vacío imperfecto en 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.

3.4.3 ***Depresión capilar de las superficies del mercurio***

La altura del menisco y la depresión capilar¹ 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.

¹ 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.

3.4.4 **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.

3.4.5 **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.

4. **MEDIDAS DE SEGURIDAD PARA 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 agosto de 2017 y ha repercutido 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 artículo 4 del 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 (cita).

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) esfigmomanómetros.

4.1 **Vertidos y eliminación**

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.

4.2 **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.

4.3 **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.

ANEXO 3.B. CORRECCIÓN DE LAS LECTURAS DE BARÓMETROS DE MERCURIO 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, $9,80665 \text{ m s}^{-2}$, 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 φ y elevación H por encima del nivel del mar, y g_n el valor normal de la aceleración de la gravedad: $9,80665 \text{ m s}^{-2}$.

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 Δg 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 km² (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 φ 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 0,000001968 m s⁻²).

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 φ , se calcula mediante la ecuación 3.A.6:

$$g_{\varphi,0} = 9,806\ 20(1 - 0,002\ 644\ 2 \cos 2\varphi + 0,000\ 005\ 8 \cos^2 2\varphi) \quad (3.A.6)$$

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 φ , 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:

$$g = g_{\phi,0} - 0,000\,003\,086\,H - 0,000\,006\,88(D - D') \quad (3.A.8)$$

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:

$$g = g_{\phi,0} - 0,000\,003\,086\,H + 0,000\,001\,118\,\alpha \\ (H - H') - 0,000\,006\,88(1 - \alpha)(D - D') \quad (3.A.9)$$

donde α 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;

α = dilatación térmica cúbica del mercurio;

β = coeficiente de dilatación térmica lineal de la escala;

η = coeficiente de dilatación térmica lineal de la cubeta.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Brock, F.V. and S.J. Richardson, 2001: *Meteorological Measurement Systems*. New York, Oxford University Press.
- European Association of National Metrology Institutes, 2017: *Guidelines on the Calibration of Electromechanical and Mechanical Manometers*. Calibration Guide No. 17 (Version 3.0). Braunschweig, Germany, EURAMET.
- Liu, H. and G. Darkow, 1989: Wind effect on measured atmospheric pressure. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 6(1):5–12.
- Miksad, R., 1976: An omni-directional static pressure probe. *Journal of Applied Meteorology*, 15:1215–1225.
- Sax, N.I., 1975: *Dangerous Properties of Industrial Materials*. Van Nostrand Reinhold Co., New York.
- United Nations Environment Programme, 2013: *Minamata Convention on Mercury*. Geneva, United Nations.
- United States Weather Bureau, 1963: *Manual of Barometry (WBAN)*. 1, US Government Printing Office, Washington DC.
- World Meteorological Organization, 1954: *Reduction of Atmospheric Pressure: Preliminary Report on Problems Involved*. Technical Note No. 7 (WMO-No. 36, TP. 12). Geneva.
- , 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). Geneva.
- , 1966: *International Meteorological Tables (S. Letestu, ed.) (1973 amendment)*. (WMO-No. 188, TP. 94). Geneva.
- , 1968: *Methods in Use for the Reduction of Atmospheric Pressure*. Technical Note No. 91 (WMO-No. 226, TP. 120). Geneva.
- , 1985: “Pressure tendency” and “discontinuity in wind” – discussion of two algorithms used in Swedish automatic weather stations (L. Bergman, T. Hovberg and H. Wibek). Paper 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). Geneva.
- , 1992: *The WMO Automatic Digital Barometer Intercomparison (J.P. van der Meulen)*. Instruments and Observing Methods Report No. 46 (WMO/TD-No. 474). Geneva.
- , 2010: *Guidance on Instrumentation for Calibration Laboratories, Including Regional Instrument Centres (D. Groselj)* (WMO/TD-No. 1543). Instruments and Observing Methods Report No. 101. Geneva.
- , 2011(updated in 2018): *Manual on Codes*. (WMO-No. 306). Volume I.1. Geneva.
- , 2012: *A Laboratory Intercomparison of Static Pressure Heads (E. Lanzinger and K. Schubotz)*. In: Papers and Posters presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO 2012), Brussels, 16–18 October, poster P1(15). Instruments and Observing Methods Report No. 109. Geneva.
- , 2014: *Guide to Meteorological Observing and Information Distribution Systems for Aviation Weather Services (WMO-No. 731)*. Geneva.
- , 2015: *Guidance on the Computation of Calibration Uncertainties (J. Duvernoy)*. Instruments and Observing Methods Report No. 119. Geneva.
-

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. En Burt (2012), Harrison (2014) y Sonntag (1994), se explican algunas técnicas de medición. Wexler (1965) ofrece una amplia gama, más antigua pero todavía útil, de muchos principios de medición.

4.1.1 Definiciones

A continuación se presentan definiciones de las distintas magnitudes que más se utilizan en la medición de la humedad. En el anexo 4.A figuran otras definiciones.

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 o 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 o, más sencillamente, la temperatura a la cual el aire húmedo se satura con vapor de agua.

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, el término "humedad relativa" a veces se abrevia como HR.

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 1990¹. Son útiles y suficientemente exactas para todas las aplicaciones meteorológicas ordinarias (OMM, 1989a), de manera más estricta, con los siguientes límites de temperatura: $T > -45$ °C para el agua líquida y $T > -65$ °C para el hielo (OMM, 1989a). Sonntag (1990 y 1994) da fórmulas más exactas, en un intervalo más amplio y detalladas para estas y otras magnitudes. Se presentan otras fórmulas² detalladas en OMM (1966, introducciones a las tablas 4.8 a 4.10).

¹ Resolución 6 (EC-XLII), aprobada por el Consejo Ejecutivo en su 42ª reunión.

² Resolución 19 (Cg-IV), aprobada por el Cuarto Congreso Meteorológico Mundial.

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 (cociente adimensional de masas, en kilogramos por kilogramo, kg kg^{-1});
- la presión de vapor en el aire, e' , e'_w , e'_r , así como la presión, p (en unidades de presión, como hectopascales, hPa)³;
- 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, °C);
- la temperatura, T , la temperatura del termómetro húmedo, T_w , la temperatura del punto de rocío, T_d , y temperatura del punto de escarcha, T_f (en kelvines, K, como se utiliza para ciertos cálculos de la humedad y para expresar las diferencias, en vez de para la expresión general de los valores de la humedad);
- la humedad relativa, U (expresada en porcentaje; el símbolo alternativo, % de HR, también se utiliza a menudo para evitar la confusión con otros porcentajes; se utiliza a lo largo de este capítulo).

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 del volumen I (anexo 1.A) se detallan los requisitos generales relativos al intervalo, la resolución y la exactitud de las mediciones de la humedad. Los grados de incertidumbre que figuran en el cuadro hacen referencia a los requisitos y no al funcionamiento de determinados instrumentos. En la práctica, no es fácil lograr estos grados de incertidumbre, incluso cuando se utilizan instrumentos de buena calidad, que son utilizados y mantenidos adecuadamente. En particular, el psicrómetro en una garita meteorológica sin ventilación forzada, utilizado todavía, dista mucho de alcanzar la exactitud deseada. Incluso los instrumentos electrónicos modernos de medición de la humedad pueden presentar una deriva importante respecto de los requisitos.

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 el inciso 4.8.1.

4.1.4 Métodos de medición y observación

Burt (2012), Harrison (2014) y Sonntag (1994) ofrecen un resumen general de los instrumentos de medición de la humedad utilizados en meteorología y de su uso. Wexler (1965) brinda detalles un poco desactualizados, pero útiles, de muchos principios de los higrómetros.

³ 1 hPa = 1 mbar.

4.1.4.1 **Resumen de los principios generales de medición**

Todo instrumento utilizado para medir la humedad se denomina higrómetro. Los principios físicos que más se utilizan para medir la humedad en meteorología se indican en los siguientes incisos. En algunas publicaciones de la OMM (2011a, 1989b) se incluyen informes de comparaciones internacionales de la Organización sobre diversos tipos de higrómetros.

Los principales métodos y tipos de instrumentos utilizados en meteorología para medir la humedad relativa se revisan en el inciso 4.1.4 del presente documento. En el anexo 4.C, se describen sucintamente algunos métodos e instrumentos obsoletos o que ya no se utilizan.

4.1.4.1.1 **Detección con sensores electrónicos**

Los instrumentos electrónicos utilizados para medir la humedad relativa aprovechan el cambio que se produce en las propiedades eléctricas de un material al absorber una cantidad variable de vapor de agua del aire. El material que suele utilizarse para medir la humedad relativa es una película de polímero especial recubierta de electrodos. El cambio medido en la impedancia eléctrica (capacidad o resistencia) se gradúa a escala para indicar la humedad relativa. Suele incorporarse también un sensor de temperatura compacto en la misma carcasa de la sonda.

Los higrómetros con sensores de humedad relativa son el método que se prefiere cada vez más para las aplicaciones de lectura remota, especialmente cuando se requiere una lectura directa de la humedad relativa y cuando los datos deben registrarse de forma automática.

Es esencial disponer de información sobre la temperatura junto con las observaciones de humedad porque la humedad relativa se ve sumamente afectada por la temperatura, y porque los valores de temperatura son necesarios para calcular otras magnitudes de humedad (como el punto de rocío) a partir de la humedad relativa. Las observaciones meteorológicas no suelen utilizar el sensor de temperatura integrado en un instrumento electrónico para medir la humedad relativa; lo habitual es utilizar una medición de la temperatura por separado.

Los higrómetros de capacitancia que utilizan materiales poliméricos son la tecnología líder más conveniente para aplicaciones meteorológicas, ya que resulta más sencillo fabricarlos, mantenerlos y calibrarlos. En el inciso 4.2, se ofrecen más detalles sobre los higrómetros de capacitancia eléctrica.

Los higrómetros de resistencia eléctrica, si bien no se utilizan habitualmente en meteorología, se describen en el inciso 4 del anexo 4.C.

4.1.4.1.2 **Método psicrométrico**

Un psicrómetro mide el enfriamiento por evaporación de una superficie húmeda. El enfriamiento en estado estacionario puede relacionarse con la presión parcial del vapor de agua y con la humedad relativa.

Un psicrómetro consiste básicamente en dos termómetros juntos; el elemento sensible de uno de los termómetros está cubierto con un manguito que mantiene una fina capa de agua o de hielo, de ahí el término de termómetro húmedo o termómetro engelado. El elemento sensible del segundo termómetro está simplemente expuesto al aire y se llama termómetro seco. La medición se realiza con aspiración o con ventilación natural.

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.

Los psicrómetros continúan empleándose con fines de observación, aunque están siendo reemplazados por higrómetros electrónicos con sensores. Los psicrómetros también suelen utilizarse como patrones de trabajo.

En la sección 4.3, se ofrecen más detalles sobre este tipo de instrumentos.

4.1.4.1.3 Método de condensación

La temperatura de condensación del vapor de agua (punto de rocío o punto de escarcha) está relacionada con la presión parcial del agua y puede medirse con un higrómetro de espejo enfriado (higrómetro de condensación).

Cuando el aire húmedo se enfría, acaba alcanzando su punto de saturación con respecto al agua (o al hielo) y puede producirse la condensación ya sea en forma de rocío o de escarcha. La temperatura de este punto de saturación es la temperatura del punto de rocío o del punto de escarcha.

Un higrómetro de espejo enfriado típico utiliza una pequeña superficie (el espejo), enfriada mediante un dispositivo de efecto Peltier, para obtener una película de agua o hielo. Normalmente la detección óptica de la película condensada se utiliza en un bucle de retroalimentación para controlar la temperatura en el umbral de condensación constante. Esta temperatura se mide a través de un sensor de temperatura integrado. Suele realizarse un muestreo del aire que se va a medir a través de tubos y se hace pasar por el instrumento.

Los higrómetros de condensación no se utilizan de forma generalizada para las observaciones meteorológicas, pero sí se emplean como instrumentos de referencia de laboratorio.

En la sección 4.4, se brinda más información sobre este tipo de instrumento.

4.1.4.1.4 Espectrómetros de vapor de agua

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. Este principio se utiliza en diversos instrumentos que emplean líneas de absorción de diferente intensidad para distintos intervalos de medición (con una mayor absorción para concentraciones más bajas).

En su forma más simple, un instrumento mide la transmisión (o absorción) de la radiación infrarroja de banda estrecha de una fuente de intensidad fija a un detector calibrado, a veces en comparación con una longitud de onda de referencia. Algunos instrumentos basados en este principio pueden medir intervalos de humedad observados a nivel del suelo.

Para el intervalo de trazas de vapor de agua, los espectrómetros de absorción miden la absorción de la luz infrarroja en múltiples reflexiones a través del gas dentro de la célula de medición, lo que proporciona una gran longitud del camino óptico que permite ampliar el intervalo a valores inferiores. Un tipo de instrumento particular es el espectrómetro de absorción con diodo láser ajustable. La amplitud de la absorción de la luz está relacionada con la concentración de vapor de agua. La espectroscopia de cavidad en anillo desplegable también utiliza la absorción infrarroja a través de un largo camino para medir las concentraciones de trazas. Un pulso de luz se refleja varias veces a través del gas en una célula de medición. Se mide el tiempo que tarda en decaer la intensidad de la luz y se relaciona con la concentración de vapor de agua.

Los higrómetros Lyman alfa funcionan en el espectro ultravioleta (UV). La luz ultravioleta emitida por una fuente del instrumento es absorbida por las moléculas de agua en proporción a la concentración de vapor de agua. La denominada "línea Lyman alfa" corresponde a la radiación emitida o absorbida durante una transición de energía del hidrógeno atómico.

Los espectrómetros de absorción y el instrumento Lyman alfa se utilizan en algunas observaciones a bordo de aeronaves, entre ellas, la medición de los niveles de trazas de agua a grandes altitudes de vuelo. Estas aplicaciones se benefician del tiempo de respuesta relativamente rápido que ofrecen estos instrumentos.

En la sección 4.5, se brindan más detalles sobre este tipo de instrumento.

4.1.4.1.5 **Métodos mecánicos**

Históricamente, los higrómetros han utilizado el cambio dimensional de los materiales orgánicos para indicar la humedad relativa. Los procesos de sorción de agua de los materiales guardan relación con la humedad relativa porque la fuerza motriz es el potencial químico. Entre los elementos sensibles utilizados se encuentran el cabello y, más recientemente, las fibras sintéticas. El cambio de longitud del elemento sensible que se produce con la humedad se amplifica mediante un sistema mecánico de palancas, a través del cual se mueve un indicador que muestra la humedad relativa en una escala, un gráfico (como registro para el higrógrafo) o, menos comúnmente, a través de un transductor a una salida eléctrica.

Solo el higrógrafo de cabello sigue utilizándose en meteorología, aunque se está dejando de usar progresivamente. En la sección 4.6, se ofrecen más detalles sobre este instrumento.

4.1.4.2 **Exposición: comentarios generales**

Las condiciones generales para la exposición de los instrumentos de medición de la humedad son similares a las de los sensores de temperatura y, por lo tanto, puede utilizarse para ese fin una garita meteorológica emplazada adecuadamente. En cuanto a las condiciones específicas, 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 instrumento 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 4.6.

En la clasificación de emplazamientos de las estaciones terrestres de observación en superficie (véase el capítulo 1 del presente volumen, anexo 1.D), 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 cualquiera de 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, rociones de mar, exposición a productos químicos u otros tipos de contaminación;
- 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) defectos intrínsecos en el diseño del instrumento, por ejemplo, conducción de calor por el tubo del termómetro húmedo;
- f) un tiempo de respuesta lento del instrumento, o la imposibilidad de alcanzar un equilibrio estable en el funcionamiento;
- g) los intervalos inadecuados de muestreo o de establecimiento de la media, o de ambos;
- h) histéresis: muchos instrumentos de medición de la humedad indican valores diferentes al real en función de si se acercan a la condición después de haber estado previamente más húmedos o más secos;
- i) la deriva a largo plazo entre las calibraciones, en particular en el caso de instrumentos electrónicos para medir la humedad en entornos de alta humedad relativa;
- j) el calentamiento por radiación del sensor de humedad por encima de la temperatura del aire, por ejemplo, debido al calentamiento de una pantalla de radiación que se calienta a su vez por la radiación solar;
- k) un error de cualquier tipo en la medición de la temperatura, si el valor de la temperatura se utiliza en el cálculo de otras magnitudes de humedad (por ejemplo, el cálculo del punto de rocío a partir de la humedad relativa).

Es necesario que haya coherencia entre la constante de tiempo del sensor (véase el inciso 4.8.1), el intervalo de tiempo para calcular la media y las necesidades en materia de datos.

La susceptibilidad y la importancia de cada una de las causas de error mencionadas varían de un instrumento de medición de la humedad a otro. En las secciones pertinentes de este capítulo figuran más detalles al respecto.

4.1.4.4 **Mantenimiento: comentarios generales**

La gran mayoría de los higrómetros disponibles en el mercado tienen manuales de funcionamiento disponibles en línea de forma gratuita. Suelen ser una buena fuente de orientación para el mantenimiento de los instrumentos, y los fabricantes suelen estar dispuestos a brindar asesoramiento sobre cuestiones concretas y cuentan con la capacidad para ello.

Deberían tenerse en cuenta los siguientes procedimientos de mantenimiento:

- a) **Limpieza:** Los instrumentos y sus cubiertas deberían mantenerse limpios. Algunos instrumentos de medición de la humedad, 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 deben limpiarse nunca. Por lo tanto, es esencial dar instrucciones claras y precisas al respecto a los observadores y al personal de mantenimiento.
- b) **Calibración de los instrumentos utilizados sobre el terreno:** Todos los instrumentos de medición de la humedad utilizados sobre el terreno necesitan una calibración periódica. En la calibración se detectan los errores cometidos en las lecturas a través de una comparación con una referencia. Lo ideal es que estos errores se solucionen mediante la aplicación de correcciones (por ejemplo, a través de un ajuste de un higrómetro electrónico). Los errores no corregidos deben considerarse como parte de la incertidumbre de la medición. Las calibraciones deben realizarse utilizando una referencia con trazabilidad metrológica (JCGM, 2012) a un patrón nacional, siempre que sea posible (véase el capítulo 1 del presente volumen, anexo 1.B).
- c) Es útil realizar verificaciones de los instrumentos de campo entre las calibraciones. Se puede verificar con respecto a otro instrumento para evaluar si el funcionamiento es uniforme. Los resultados de las verificaciones suelen evaluarse en función de un nivel de tolerancia

o criterio basados en las incertidumbres de los dos instrumentos comparados. Puede verificarse el funcionamiento de los higrómetros de campo de manera conveniente con un higrómetro electrónico calibrado. Los instrumentos utilizados para estas verificaciones deben equilibrarse a la temperatura ambiente local y deben tener un tiempo de respuesta que no supere el período permitido para la verificación.

Pueden emplearse sistemas de solución salina saturada disponibles en el mercado tanto para la verificación como para la calibración. Sin embargo, deben equilibrarse a la temperatura ambiente, y es posible que la mezcla salina en sí necesite un tiempo de equilibrio adicional para generar la humedad correcta. Resulta difícil fiarse de su eficacia sobre el terreno, a menos que se utilice junto con un patrón de transferencia (higrómetro calibrado).

Por otra parte, un psicrómetro de aspiración de tipo estándar, como el de Assmann, utilizado como patrón de trabajo, tiene la ventaja de que permite cierto grado de autoverificación mediante la comparación de los termómetros seco y húmedo (no forrado) que lo componen, y de que se puede esperar una aspiración adecuada cuando el aspirador es robusto y de buen tamaño. Sin embargo, los psicrómetros emiten vapor de agua durante su funcionamiento, lo que puede afectar a las condiciones de humedad de la atmósfera circundante, limitando posiblemente la exactitud de la verificación si está cerca del instrumento que se compara.

Para toda calibración o verificación, el instrumento de referencia debe, 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 espectro 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 a continuación.

4.1.5 **Implicancias del Convenio de Minamata en materia de medición de la humedad**

El Convenio de Minamata sobre el Mercurio del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) entró en vigor a nivel mundial en agosto de 2017 y prohíbe toda producción, importación y exportación de termómetros de mercurio (véase el inciso 1.4.2 del capítulo 1 del presente volumen). Por lo tanto, ya no se recomiendan los instrumentos de medición de la humedad basados en termómetros de mercurio y se alienta encarecidamente la adopción de las medidas adecuadas para sustituirlos por opciones modernas lo antes posible.

4.2 **HIGRÓMETROS DE CAPACITANCIA ELÉCTRICA**

4.2.1 **Consideraciones generales**

Los instrumentos electrónicos para medir la humedad relativa aprovechan el cambio en las propiedades eléctricas de los materiales al absorber una cantidad variable de vapor de agua del aire. Los procesos de sorción de agua de los materiales guardan relación con la humedad relativa porque la fuerza motriz es el potencial químico. Para medir la humedad relativa, el material que suele utilizarse es una película de polímero especial recubierta de electrodos. El cambio medido en la impedancia eléctrica se gradúa a escala para indicar la humedad relativa. Suele incorporarse también un sensor de temperatura compacto en la misma carcasa de la sonda.

El sensor de humedad suele estar alojado en una sonda, la cual generalmente incorpora un sensor de temperatura compacto. La región del sensor suele estar protegida por una jaula o un filtro. Además, el sensor de humedad en sí suele estar directamente revestido de un material poroso protector.

Los instrumentos generalmente incorporan una electrónica de linealización, con compensación de temperatura, si procede, para optimizar la exactitud de la respuesta a la humedad relativa. Los fabricantes suministran diversos sistemas de visualización, proceso de datos o registro de datos. En algunos casos, esto forma parte integrante del instrumento; en otros, un cable se conecta a la unidad electrónica de apoyo.

Los higrómetros que tienen 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.

4.2.2 **Higrómetro de 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. Los materiales dieléctricos sensibles se eligen o se diseñan *ad hoc* para su aplicación en los sensores de humedad. Los polímeros son los más utilizados por su estabilidad, selectividad y sorción de agua, pero también porque con estos materiales se consiguen las propiedades adecuadas para los condensadores. El agua absorbida en el polímero modifica sus propiedades dieléctricas debido al considerable momento dipolar de la molécula de agua.

El sensor de humedad suele fabricarse sobre un sustrato de cerámica o vidrio. Se trata de un conjunto de hojas finas paralelas con capas de un grosor que varía desde unos pocos nanómetros hasta un micrómetro. La parte sensible del sensor de humedad consiste en una delgada hoja de polímero dispuesta entre dos electrodos para formar un condensador. El electrodo superior es permeable a las moléculas de agua y el polímero absorbe agua de forma proporcional a la humedad relativa. El electrodo superior también puede estar recubierto de una capa protectora para mejorar la estabilidad en entornos de condiciones rigurosas.

La capacitancia proporciona una medida de la humedad relativa. El valor nominal de la capacitancia puede ser de apenas unos pocos cientos de picofaradios, según sea el tamaño de los electrodos y el grosor del material dieléctrico. A su vez, este valor influye en el intervalo 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 los componentes electrónicos de procesamiento de la señal, a fin de reducir al mínimo los efectos de la capacitancia parásita. En consecuencia, los sensores de capacitancia suelen tener los componentes de procesamiento de la señal integrados en el instrumento. La sensibilidad típica para un instrumento de 200 pF es de 0,5 pF por % de humedad relativa (HR).

Para evitar la condensación cuando las condiciones se acercan al 100 % de HR, los fabricantes de instrumentos ofrecen diferentes opciones de calentamiento. El sensor puede ser calentado mediante un elemento calefactor integrado o se calienta toda la sonda. El calentamiento se controla utilizando la diferencia de temperatura entre la temperatura ambiente y la temperatura interna o un umbral de humedad relativa. Para obtener buenos resultados de medición, es fundamental medir con exactitud tanto la temperatura del sensor de humedad como la del aire ambiente. Al utilizar la humedad relativa medida por el sensor, la temperatura del sensor y la temperatura del aire, es posible calcular la humedad relativa del aire. Incluso si no se cuenta con la temperatura conocida del aire, puede utilizarse la medición realizada con calentamiento para determinar la temperatura del punto de rocío. La deriva relacionada con la exposición química puede reducirse empleando un elemento calefactor integrado para calentar el sensor de humedad, en intervalos repetibles, durante un breve tiempo a alta temperatura. Un inconveniente es el tiempo muerto durante el calentamiento.

4.2.3 **Procedimiento de observación**

Los higrómetros con sensores electrónicos de humedad relativa se utilizan con frecuencia en las estaciones meteorológicas automáticas y en todo lugar donde se necesiten mediciones de humedad automáticas o con registro de datos.

Las observaciones de la temperatura son esenciales junto con las de humedad, ya que los valores de la temperatura se utilizan para calcular otras magnitudes de la humedad (como el punto de rocío) a partir de la humedad relativa. Suele tratarse de un termómetro independiente, no del sensor de temperatura integrado en un instrumento electrónico de medición de la humedad relativa.

4.2.4 **Exposición y emplazamiento**

Las sondas de los higrómetros deben instalarse en una garita meteorológica. Deben seguirse las instrucciones del fabricante en cuanto al montaje del instrumento. El uso de un filtro protector es esencial para reducir al mínimo la contaminación que puede causar un error progresivo. Los instrumentos que utilizan electrolitos higroscópicos como elementos sensibles se dañarán ante el contacto directo con el líquido. Los sensores capacitivos que se han mojado suelen recuperarse, al menos parcialmente, tras el secado. No obstante, la exposición a una humedad elevada o de condensación se asocia a la deriva a largo plazo de algunos sensores capacitivos.

4.2.5 **Fuentes de error**

Las mediciones con sensores de humedad relativa pueden verse especialmente afectadas por alguna de las siguientes causas de error:

- Puede producirse un error de calibración de manera tal que el ajuste inicial del instrumento arroje errores residuales sin corregir. Este error puede ser por falta de linealidad o de algún otro tipo. Esto también puede depender de la temperatura, ya que normalmente no es posible calibrar a múltiples temperaturas ni efectuar calibraciones dependientes de la temperatura.
- Los sensores pueden sufrir contaminación; por ejemplo, por el polvo, los rociones de mar, la exposición a productos químicos u otros tipos de contaminación. Este tipo de error puede adoptar la forma de una disminución de la sensibilidad en todo el intervalo, con una lectura superior a los valores reales con humedad baja y una lectura inferior a los valores reales con humedad elevada, o puede seguir alguna otra tendencia.
- La histéresis puede afectar a los instrumentos electrónicos de medición de la humedad, de modo tal que las lecturas serán diferentes en función de si se acercan a la condición después de haber tenido previamente lecturas más húmedas o más secas. El tiempo de respuesta también puede ser diferente según aumente o disminuya la lectura con respecto al valor anterior.
- La deriva a largo plazo entre las calibraciones puede ser considerable, especialmente en el caso de los instrumentos expuestos a una humedad relativa elevada o de condensación (rocío, niebla u otro tipo de humedad). Dicha deriva tiene una tendencia generalmente ascendente cuando la humedad es elevada, aunque puede ser también descendente, y varía mucho (Burt, 2012; Bell y otros, 2017). La deriva con tendencia ascendente genera una lectura superior al valor real cuando los valores de humedad son altos, por ejemplo, indicando el 100 % de HR en una condición del 95 % de HR. Es posible que los sensores calentados sean menos propensos a esa deriva.
- El calentamiento por radiación del sensor de humedad por encima de la temperatura del aire puede indicar que el sensor está más caliente que el aire, lo cual puede ocurrir incluso dentro de una garita si la propia garita se calienta por la radiación solar. Esta situación puede generar una lectura baja falsa de la humedad relativa.

El error en la medición de la temperatura de cualquier tipo es importante para la humedad relativa si ambos valores se utilizan para calcular otras magnitudes de la humedad (por ejemplo, calcular el punto de rocío a partir de la humedad relativa). En estos cálculos, un error de 0,1 °C cerca de los 20 °C tiene el mismo efecto que un error del 0,6 % de RH. En la publicación de la OMM (2011a) se explica este efecto a otras temperaturas.

4.2.6 **Calibración e inspección sobre el terreno**

Las calibraciones señalan errores en las lecturas mediante la comparación con una referencia. La calibración de los instrumentos de medición de la humedad relativa es normalmente un proceso de laboratorio que implica la comparación con una referencia de humedad relativa, a menudo en una cámara climática. Las calibraciones deben realizarse utilizando una referencia con trazabilidad metrológica a un patrón nacional, siempre que sea posible (véase el capítulo 1 del presente volumen, anexo 1.B). En la sección 4.7 y en el capítulo 4 del volumen V de la presente guía se ofrecen más detalles.

Las calibraciones se efectúan de manera ideal aplicando correcciones (comúnmente para un higrómetro electrónico, aplicando ajustes en el instrumento). En el caso de algunos higrómetros electrónicos, los ajustes pueden aplicarse mediante el uso del programa informático del fabricante en el momento de la calibración. En otros casos, los ajustes pueden realizarse regulando los potenciómetros correspondientes al "intervalo" y al "cero" de la indicación del higrómetro. Aunque las correcciones de calibración pueden aplicarse aritméticamente, esto es más útil en una aplicación de laboratorio que en emplazamientos meteorológicos. Cualquier error de calibración no corregido debe considerarse como parte de la incertidumbre de la medición.

En las inspecciones sobre el terreno de los instrumentos electrónicos de medición de la humedad relativa, se analiza el estado y el funcionamiento de los instrumentos. En particular, se inspecciona el estado del filtro del sensor, que se limpia o se sustituye si está sucio.

Las verificaciones sobre el terreno de los higrómetros pueden realizarse adecuadamente con otro higrómetro electrónico calibrado. El instrumento utilizado para estas verificaciones debe estar equilibrado a la temperatura ambiente local. Debe calibrarse a la temperatura de uso, o bien debe tener en cuenta las diferentes temperaturas de funcionamiento. El higrómetro utilizado para cualquier verificación sobre el terreno debe tener un tiempo de respuesta muy ajustado al período permitido para la verificación. Una verificación suelta tener un criterio de aceptación definido.

En principio, las verificaciones sobre el terreno de los instrumentos para medir la humedad relativa pueden realizarse con sistemas salinos, que son suministrados por algunos fabricantes de instrumentos. Solo son fiables cuando se han equilibrado completamente a la temperatura ambiente local. Por lo tanto, es difícil fiarse de su uso sobre el terreno. En principio, puede utilizarse un generador de humedad de campo para la verificación in situ, pero su uso no es muy generalizado. En el inciso 4.7.6.3 se ofrecen más detalles.

Se ha promovido el uso de un tipo estándar de psicrómetro de aspiración, como el Assmann, como referencia sobre el terreno. Sin embargo, los psicrómetros emiten vapor de agua cuando están en funcionamiento, lo cual puede afectar a las condiciones de humedad del entorno y, posiblemente, a la exactitud de la verificación si está cerca del instrumento que se está comparando.

Para toda calibración o verificación, el instrumento de referencia en sí debe calibrarse en intervalos adecuados en función del tipo de instrumento.

Cuando proceda, la verificación de un higrómetro electrónico debe incluir la comprobación de las interfaces de registro de datos. Para ello, puede utilizarse un simulador en lugar del sensor. Dependiendo de la configuración del sistema, quizás sea necesario efectuar verificaciones de todo el sistema (higrómetro más interfaz). Por ejemplo, en sistemas más antiguos 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.

4.2.7 **Mantenimiento**

Debería instarse a los observadores a que mantengan limpio el higrómetro (véase el inciso 4.1.4.4). Si está equipado con una tapa de filtro protectora intercambiable, debe inspeccionarse visualmente para detectar indicios de contaminación y sustituirla si es necesario. El cuerpo del higrómetro puede limpiarse, si es necesario, con un paño húmedo, teniendo cuidado de no mojar el sensor. Los elementos electrónicos no deben limpiarse en el terreno, ya que esto alteraría su calibración.

Los intervalos de tiempo para el mantenimiento preventivo y la calibración sobre el terreno de los instrumentos de medición de la humedad relativa dependerán, por lo general, del nivel de estabilidad a largo plazo previsto y requerido, de la ubicación y de la disponibilidad de instalaciones y personal. La vida útil hasta el fallo, en el caso de los instrumentos electrónicos de medición de la humedad relativa en funcionamiento en estaciones meteorológicas en climas húmedos, suele ser de entre seis meses y dos o más años. A menudo hay una deriva importante en los sensores en escalas temporales más cortas. La causa de los fallos (especialmente los primeros) suele ser el elemento sensor. Por lo general, puede sustituirse este elemento y recalibrar el higrómetro antes de volver a utilizarlo.

En algunos casos, el mantenimiento preventivo sobre el terreno de un higrómetro electrónico significará la sustitución de un instrumento que ha fallado. En otros casos, los higrómetros de campo se sustituyen (tal vez anualmente) por un instrumento recién calibrado, y el que está fuera de uso se envía para su mantenimiento, recalibración y (si es satisfactoria) nueva puesta en servicio. Si un higrómetro ha fallado, a menudo se puede remediar sustituyendo solo el elemento sensor, seguido de una recalibración.

Para resolver la tendencia a la deriva de los sensores, puede adoptarse un enfoque de gestión más intensivo cuando se disponga de los recursos necesarios. La deriva del sensor puede evaluarse a su regreso del terreno, mediante la comparación con una referencia en un laboratorio de calibración. Los instrumentos que presenten una pequeña deriva pueden ser ajustados y luego recalibrados para su nueva puesta en servicio. Sin embargo, puede preverse que estos tendrán una menor fiabilidad continua que los instrumentos nuevos. Los instrumentos que tengan una deriva más extrema sobre el terreno pueden ser reacondicionados (comprando un nuevo elemento sensible, cambiándolo en el laboratorio y calibrando el instrumento reacondicionado). No obstante, después de varias puestas en servicio, es de esperar que el funcionamiento empeore y, si se sigue una política de sustitución sistemática de estos higrómetros después de un período definido, puede mejorarse la fiabilidad general de las observaciones.

La gran mayoría de los higrómetros disponibles en el mercado tienen manuales de funcionamiento disponibles en línea de forma gratuita. Suelen ser una buena fuente de orientación para el mantenimiento de los instrumentos, y los fabricantes suelen estar dispuestos a brindar asesoramiento sobre cuestiones concretas y cuentan con los conocimientos necesarios.

4.3 PSICRÓMETRO

4.3.1 Consideraciones generales

4.3.1.1 Fórmulas 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 engelado; 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").

En las secciones siguientes se analizan las fórmulas y los coeficientes adecuados que se aplican a los diversos tipos de psicrómetros.

4.3.1.2 Características de un psicrómetro

El equipo utilizado para efectuar observaciones psicrométricas debería, en la medida de lo posible, conformarse a las recomendaciones siguientes:

- 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 m s^{-1} . Para altitudes considerablemente distintas, estas velocidades límite del aire tendrían que ajustarse en proporción inversa a la densidad de la atmósfera.
- 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.
- 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.
- Conviene tomar todas las precauciones necesarias para impedir cualquier transferencia térmica significativa del motor de aspiración a los termómetros.
- 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.

4.3.1.3 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 para facilitar un mayor enfriamiento, a fin de reducir la conducción del tubo. Debe utilizarse agua destilada para el termómetro húmedo.

El material utilizado para cubrir el termómetro húmedo debe ser fino y tupido. Cuando el proveedor ofrezca una mecha diseñada específicamente para el tamaño de los termómetros, debe utilizarse. Antes de instalarlo, hay que lavarlo cuidadosamente con una solución acuosa de bicarbonato de sodio (NaHCO_3), diluida a razón de 5 g por litro, y enjuagarlo varias veces con agua destilada. Puede hervirse también en una solución diluida de detergente puro y agua y luego se hierve en agua destilada. Hay que proceder con sumo cuidado al manejar el manguito o la mecha limpios para evitar contaminarlos con las manos, por ejemplo, utilizando pinzas que hayan sido limpiadas o guantes de plástico limpios y sin residuos.

El mantenimiento adecuado del termómetro húmedo es muy importante. Cualquier contaminación visible de la mecha o del manguito del termómetro húmedo debería ser considerada una clara indicación de la necesidad de sustituirlo de inmediato.

De lo contrario, se debería pedir a los observadores que cambien el manguito y la mecha, al menos, una vez a la semana en todos los psicrómetros continuamente expuestos y, en lugares próximos al mar o en zonas 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.

4.3.1.4 **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 aún en regiones donde se registran esas temperaturas. Cuando la mecha está congelada, no es posible utilizarla para transferir agua por capilaridad desde un depósito al manguito de dicho termómetro. En esas condiciones, solo debe permitirse que se forme 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 termómetro húmedo de los psicrómetros de aspiración y de los psicrómetros de honda debería mojarse inmediatamente antes de su uso. 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.

Puede evitarse o retardarse la evaporación de la película de hielo entre lecturas encerrando el termómetro húmedo en un pequeño tubo de vidrio, o impidiendo la entrada de aire entre períodos de medición. Si esto ocurre, la temperatura del termómetro húmedo no será exacta durante estas intervenciones (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 fórmulas o 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, una aguja u otro objeto, inmediatamente después de cada observación. El grado de brillo de la superficie del termómetro húmedo también es útil para comprobar si este está congelado. 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 fórmula o 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.

4.3.1.5 **Método general de observación**

Sería conveniente seguir los procedimientos que figuran en el capítulo 2 del presente volumen, 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 (una solución aceptable es leer primero el termómetro seco, luego el húmedo y, al final, se vuelve a leer el termómetro seco); el observador debería cerciorarse de que el termómetro húmedo reciba suficiente agua.

4.3.1.6 **Utilización de termómetros de resistencia eléctrica**

Los termómetros de precisión con resistencia eléctrica de platino son muy utilizados en lugar de los termómetros de líquido en cápsula de vidrio, sobre todo para las aplicaciones que requieren una lectura remota y una medición continua. Los aparatos y la electrónica asociada deben cumplir los criterios de funcionamiento que se describen en el capítulo 2 del presente volumen. Conviene tener mucho cuidado con el efecto de autocalentamiento 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).

4.3.1.7 **Fórmulas y tablas psicrométricas**

En los siguientes párrafos se resumen algunos principios y métodos empleados actualmente para elaborar las tablas psicrométricas.

Para la mayoría de los instrumentos, la temperatura, T_w , del termómetro húmedo no es igual a la temperatura termodinámica teórica 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 una serie de variables que reciben la influencia de procesos dinámicos de transferencia térmica a través de una interfaz líquido/gas (donde el gas debe caracterizarse en función de los flujos laminares y turbulentos que lo componen). La descripción de un modelo termodinámico satisfactorio va más allá del ámbito de la presente publicación. En la práctica, a través del coeficiente psicrométrico A que se determina de manera empírica, se resuelve la diferencia entre la temperatura termodinámica y la temperatura medida con el termómetro húmedo (OMM, 1992).

En general, el coeficiente A depende del diseño del psicrómetro (sobre todo para el sistema del termómetro húmedo), del diámetro de los termómetros, del flujo de aire que pasa por el termómetro húmedo (denominado índice de ventilación) y de la temperatura y 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 es de 3 a 5 m s⁻¹ (para termómetros de un tamaño convencional) o más, el valor de A será mucho más independiente del índice de ventilación y será prácticamente el mismo que para todos los psicrómetros bien diseñados. El valor de A no depende mucho de la temperatura ni de la humedad, y su dependencia de estas variables suele ignorarse. El valor de A es menor cuando el termómetro húmedo está recubierto de hielo que cuando está recubierto de agua.

4.3.1.8 **Fuentes de error en psicrometría**

Las principales fuentes de error que deben tenerse en cuenta son las siguientes:

- a) Errores de los termómetros. Al efectuar mediciones psicrométricas es muy importante conocer los errores 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 fórmulas de humedad. En general, los termómetros deben seleccionarse previamente para que haya una cantidad mínima de errores.

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 los termómetros.

En el cuadro 4.1 se 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 % de HR.

- b) Constantes de tiempo de respuesta del termómetro (a veces se denomina coeficientes de retardo). Para obtener la máxima exactitud del psicrómetro es conveniente disponer lo necesario para que los termómetros seco y húmedo tengan, aproximadamente, la misma constante de tiempo de respuesta; si el bulbo de los termómetros es del mismo tamaño, el termómetro húmedo tendrá una constante de tiempo de respuesta mucho menor que el termómetro seco.
- c) Errores relacionados con la ventilación. Los errores debidos a una ventilación insuficiente pueden generar una sobreestimación de la humedad.

Cuadro 4.1. 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 $U = 50\%$ de HR

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	
	$\varepsilon(t_x) = 0,5\text{ K}$	$\varepsilon(t_x) = 0,1\text{ K}$
-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

- d) Errores debidos a la utilización de tablas o fórmulas de humedad inadecuadas (véanse las secciones sobre los diversos tipos de psicrómetros). Otros errores pueden amplificarse como resultado de una evaluación inadecuada.
- e) Errores debidos a una capa de hielo excesiva sobre el termómetro húmedo. Una capa espesa de hielo sobre el bulbo aumenta el tiempo de respuesta del termómetro, por lo tanto, se debería eliminar ese hielo inmediatamente sumergiendo el termómetro en agua destilada.
- f) 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 en intervalos periódicos 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.
- g) 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 puede reducirse o eliminarse con eficacia si el manguito que cubre el bulbo del termómetro húmedo rebasa al menos en 2 cm el bulbo del termómetro en dirección hacia el tubo del termómetro.
- h) Errores debidos a los efectos de la radiación. La temperatura del bulbo húmedo siempre será más fría que la del entorno, y las pantallas de protección contra la radiación no siempre ofrecerán una protección completa contra el calentamiento de todas las partes del conjunto como resultado de la radiación.

Debe tenerse en cuenta que los psicrómetros suelen ser menos exactos cuando la humedad relativa es baja (con grandes diferencias psicrométricas).

4.3.2 **Aspiropsicrómetro de Assmann y otros psicrómetros de aspiración**

Un instrumento alternativo al psicrómetro tradicional de Assmann (de mercurio en tubo de vidrio) es un psicrómetro con ventilador eléctrico que utiliza dos termómetros con resistencia de platino, en lugar de dos termómetros de mercurio en tubo de vidrio. Los diseños más recientes de psicrómetros de aspiración no siguen el modelo exacto de los instrumentos de Assmann, y suelen incorporar un recipiente que suministra agua a la mecha durante un período prolongado. En general, cualquier diseño alternativo seguirá requiriendo que se tomen medidas de precaución durante el funcionamiento similares a las que se siguen con los psicrómetros del tipo de Assmann.

Este cambio en los instrumentos debe registrarse meticulosamente y deben realizarse comparaciones en paralelo durante un período de dos o más años, en consonancia con las recomendaciones de la OMM (OMM, 2011*b*, 2015).

4.3.2.1 **Descripción**

Este psicrómetro está compuesto de dos termómetros 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. En el diseño tradicional de Assmann, se utilizaban termómetros de mercurio en tubo de vidrio; sin embargo, en los diseños más recientes sería posible utilizar, en principio, alternativas caracterizadas de manera conveniente (termómetros de resistencia u otros tipos de termómetros de líquido en cápsula de vidrio) que tengan un diámetro y un intervalo de medición adecuados. Uno de los termómetros tiene una mecha de muselina con un ajuste adecuado que se humedece con agua destilada antes de utilizar el termómetro. La mecha cubre la parte sensible del termómetro (en el caso de un termómetro de líquido en cápsula de vidrio, esta parte correspondería al bulbo) y una longitud adicional definida del tubo del termómetro. Cuando se utiliza un termómetro de resistencia para el termómetro húmedo, es importante que la mecha cubra la región del elemento sensor y que se extienda más allá de este; esta región no suele ser evidente cuando se realiza la inspección de un termómetro, sino que dependerá del conocimiento de su estructura interna.

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, 1989*a*), 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 (1989*a*). Se ha propuesto que, sobre el terreno, el psicrómetro de Assmann permite alcanzar la exactitud mencionada en el capítulo 1 del presente volumen (anexo 1.A); sin embargo, no se logrará este nivel de exactitud de forma fiable debido a posibles errores en el flujo de aire, la contaminación y la transferencia de calor por radiación, entre otros factores. Como ocurre con todos los tipos de psicrómetro, la mejor manera de lograr que la medición sea exacta es realizar la calibración del instrumento, como se indica en el inciso 4.3.2.4 a continuación. Esto es sumamente importante en el caso de los nuevos diseños que utilizan otras alternativas en lugar de los termómetros de mercurio en tubo de vidrio.

En el anexo 4.B figura una lista de fórmulas normalizadas para calcular la humedad a partir de mediciones realizadas con el psicrómetro de Assmann⁴, las cuales también se utilizan en otros tipos de psicrómetros de ventilación artificial dado que no existen mejores alternativas.

⁴ Recomendada por la CIMO en su décima reunión (1989).

4.3.2.2 **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.

El psicrómetro funciona normalmente con los termómetros en posición vertical, y lo ideal es colocarlo en un soporte. 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. Si se sostiene el instrumento en la mano, 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 °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 °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 °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 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.

4.3.2.3 **Exposición y emplazamiento**

Las observaciones con el psicrómetro deberían efectuarse al aire libre. El instrumento puede colgarse de un gancho o fijarse con un soporte adecuado a un poste delgado, o bien puede sostenerse 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.

4.3.2.4 **Calibración**

La calibración de un psicrómetro abarca dos aspectos: la calibración de los termómetros y la calibración de todo el instrumento que funciona como higrómetro. Deben respetarse todos los pasos incluidos en el mantenimiento (especialmente para la mecha y el ventilador) antes de calibrar un instrumento.

Se recomienda calibrar los termómetros en intervalos periódicos de acuerdo con el tipo y la calidad del termómetro, y el grado de manipulación u otras exigencias a las que estén sometidas los termómetros. Para obtener más información, véase el capítulo 2 del presente volumen.

En el caso de los termómetros de resistencia, pueden realizarse correcciones de calibración mediante la aplicación de diferentes coeficientes en la fórmula utilizada para convertir valores de resistencia a temperatura. Si no se aplican coeficientes específicos de calibración, el proceso de calibración se utiliza para confirmar la exactitud de los termómetros en el marco de unos parámetros de tolerancia determinados. Si los termómetros no cumplen dichos parámetros de tolerancia, deben sustituirse.

En el caso de los termómetros de líquido en cápsula de vidrio, las correcciones de calibración pueden realizarse en principio aritméticamente; de lo contrario, el proceso de calibración se utiliza para confirmar la exactitud de los termómetros en el marco de unos parámetros de tolerancia determinados. Si los termómetros no cumplen dichos parámetros de tolerancia, pueden sustituirse.

Una vez realizada la calibración de la temperatura, se calibra el psicrómetro completo como si fuera un higrómetro, generalmente con respecto a una referencia en términos de humedad relativa. Esta referencia puede ser un higrómetro de punto de rocío de referencia o uno o más termómetros de referencia. La calibración puede realizarse en el aire ambiente o en una cámara con humedad y temperatura controladas en el caso de psicrómetros de lectura remota. La posibilidad de realizar la calibración en una cámara con distintas temperaturas y humedades es una opción muy aconsejable en el caso de los psicrómetros que utilizan termómetros eléctricos.

En una situación ideal, cuando un psicrómetro puede calibrarse conforme a una serie de condiciones de temperatura y humedad, es posible utilizar los resultados para evaluar un coeficiente psicrométrico, o una función conexas, específica para el psicrómetro. La función suele ser una constante más un segundo término que representa una ligera dependencia de la temperatura. El coeficiente o la función derivada de la calibración puede sustituir el valor de A en la ecuación del psicrómetro, si puede ejecutarse (por ejemplo, en el programa informático). A través de este enfoque utilizado para la calibración, se obtienen resultados más exactos que el uso del coeficiente psicrométrico por defecto de uso generalizado.

Si se pasa por alto la calibración de la temperatura antes de calibrar la humedad, los valores de temperatura no corregidos suelen generar errores de mayor magnitud en los valores de humedad que cuando se aplican correcciones de temperatura (o se satisfacen los parámetros de tolerancia).

Al calibrar los psicrómetros, suele informarse sobre la presión, ya que la evaluación de la ecuación psicrométrica utiliza la presión, y el efecto psicrométrico tiene cierta dependencia de la presión.

4.3.2.5 **Mantenimiento**

Debe verificarse la calibración de los termómetros periódicamente. Es posible comparar uno con otro midiendo con ambos la temperatura del termómetro seco. Debe verificarse el sistema de ventilación una vez por mes, como mínimo, o antes de usarlo si el intervalo es más prolongado. Es útil comparar los termómetros con un termómetro de referencia en intervalos, por ejemplo, anuales.

Los instrumentos de mercurio no deben seguir utilizándose. No obstante, mientras quede alguno, las columnas de mercurio de los termómetros deben inspeccionarse para detectar roturas que, si existen, deben volver a repararse o sustituir el instrumento.

Cuando no se use, 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.

4.3.3 **Psicrómetro de garita**

Tradicionalmente, se han utilizado los termómetros de mercurio en tubo de vidrio como psicrómetros de garita. Otra opción son los psicrómetros que utilizan dos termómetros con resistencia de platino que cuenten con la instrumentación adecuada, o dos termómetros de líquido en cápsula de vidrio de otro tipo, en lugar de dos termómetros de mercurio en tubo de vidrio.

Este cambio de instrumentos debe registrarse meticulosamente y deben realizarse comparaciones en paralelo durante un período de dos o más años de acuerdo con las recomendaciones de la OMM (OMM, 2011b, 2015).

4.3.3.1 **Descripción**

El psicrómetro de garita se compone de dos termómetros montados verticalmente en una garita meteorológica. Se coloca un manguito tipo mecha de algodón o muselina que se conoce como “el manguito del termómetro húmedo” sobre el elemento sensible de un termómetro (en el caso de un termómetro de líquido en cápsula de vidrio, sería el bulbo). Este manguito debe estar bien ajustado, cubrir el elemento sensible y sobresalir un poco; esta región del elemento sensible no suele ser evidente cuando se realiza la inspección de un termómetro, sino que dependerá del conocimiento de su estructura interna. 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 elemento sensible. La mecha debería mantenerse lo más recta posible y tendría que ser lo suficientemente larga para que el agua llegue hasta el elemento sensible a una temperatura que sea aproximadamente la misma que la del termómetro húmedo 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.

Puede preverse que la calidad que se obtendrá con el psicrómetro de garita será muy inferior a la que se indica en el capítulo 1 del presente volumen (anexo 1.A), especialmente en caso de vientos débiles cuando la garita no está ventilada artificialmente.

Por lo tanto, es conveniente aspirar artificialmente el aire del psicrómetro de garita, cuando sea posible. La velocidad del aire aspirado en ambos termómetros será de unos 3 m s^{-1} . 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.

Las fórmulas psicrométricas que figuran en la sección 4.3.1.1 se aplican a los psicrómetros de garita, pero con mucha incertidumbre en los coeficientes. En el siguiente resumen se incluyen distintas prácticas de hace muchos años. Si la ventilación forzada es de unos 3 m s^{-1} o más a nivel del bulbo del termómetro húmedo, se pueden aplicar las fórmulas, con un coeficiente psicrométrico para el agua de $6,53 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$. Se han utilizado, no obstante, valores de $6,50$ a $6,78 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ para una temperatura del termómetro húmedo superior a $0 \text{ }^\circ\text{C}$, y de $5,70$ a $6,53 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ 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 $8,0 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ para una temperatura superior a la de congelación, y de $6,8$ a $7,2 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ 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 $12 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ para el agua y de $10,6 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ para el hielo cuando el aire no circula en la garita.

Al igual que con todos los tipos de psicrómetros, la calibración del instrumento, que se describe anteriormente en el inciso 4.3.2.4, sería la mejor manera de determinar cuál coeficiente psicrométrico o función se elige, aunque en el caso de los psicrómetros de garita, esto no es tan simple como con otros tipos de psicrómetros.

4.3.3.2 **Método de observación**

El método descrito en el inciso 4.3.1.5 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 estable 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.

4.3.3.3 **Exposición y emplazamiento**

La exposición y el emplazamiento de la garita se describen en el capítulo 2 del presente volumen.

4.3.3.4 **Calibración**

Los principios de calibración de un psicrómetro de garita son, en principio, similares a los de un psicrómetro de Assmann u otro tipo de psicrómetro de aspiración. Sin embargo, es poco probable que el traslado de un psicrómetro de garita a una cámara climática u otro entorno de laboratorio sea representativo del funcionamiento en condiciones normales, mientras que la calibración in situ probablemente no proporcionará un intervalo de condiciones de temperatura y humedad.

El coeficiente psicrométrico adecuado para una configuración en particular de una garita, la forma del bulbo del termómetro húmedo y el grado de la ventilación puede determinarse mediante una comparación con un patrón de trabajo o de referencia adecuados, como se describe para los psicrómetros de Assmann en el inciso 4.3.2.4. Sin embargo, sería necesario un gran conjunto de datos (lo ideal sería en una cámara con humedad y temperatura controladas), y cabría esperar una gran dispersión en los datos. Esta evaluación no se realiza habitualmente para este tipo de instrumento básico, y no habría mucha justificación para apartarse de las prácticas nacionales establecidas.

4.3.3.5 **Mantenimiento**

Debe verificarse periódicamente la calibración de los termómetros. Es posible comparar uno con otro midiendo con ambos la temperatura del termómetro seco. La verificación de los termómetros por comparación con un termómetro de referencia es útil en intervalos, por ejemplo, anuales.

Las columnas de líquido en cápsula de vidrio de los termómetros deben inspeccionarse para determinar si hay roturas, las cuales, si existen, deben repararse. En caso contrario, los instrumentos deben sustituirse.

4.3.4 **Psicrómetros de honda o en noria**

Estos instrumentos siguen utilizándose, principalmente a bordo de buques.

4.3.4.1 **Descripción**

Un pequeño psicrómetro portátil de tipo honda o noria está compuesto de dos termómetros de líquido en cápsula de vidrio 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. Sin embargo, estos higrómetros adolecen de las mismas fuentes de error que otros psicrómetros, a la vez que resulta difícil calibrarlos con respecto a un valor de referencia para la humedad. Asimismo, la necesidad de interrumpir la ventilación para realizar una lectura es una fuente específica de error que genera probables sobreestimaciones de la temperatura del bulbo húmedo. Por estos motivos, las mediciones que se realizan con psicrómetros de honda o en noria tienden a tener una incertidumbre considerable.

4.3.4.2 **Método de observación**

Deberían aplicarse las siguientes directrices:

- a) Todas las instrucciones relativas al manejo de los aspirpsicrómetros 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.

4.4 **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 el inciso 4.1.4.1.3 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. La presencia de impurezas se reduce al mínimo si se tiene un cuidado adecuado durante el funcionamiento (véase el inciso 4.4.3), y las influencias generales de los efectos Raoult y Kelvin se tienen en cuenta en la calibración (véase el inciso 4.4.5).

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), y puede formarse un depósito de rocío (o de escarcha) sobre una superficie no higroscópica.

La temperatura de este punto de saturación se denomina temperatura del punto de rocío T_d (o temperatura 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.

Es importante determinar si el depósito que se ha formado sobre el espejo, cuando la temperatura de la superficie es igual o inferior al punto de congelación, es de agua subfundida o de hielo. Para una temperatura de condensación dada, la presión de vapor sobre el agua subfundida es mayor que sobre el hielo.

El higrómetro de espejo enfriado suele utilizarse 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 (aproximadamente de 5 mm a 10 mm), térmicamente regulado mediante un dispositivo de enfriamiento (y habitualmente un calefactor), y un sensor de temperatura (por lo general, un termómetro con resistencia de platino en miniatura) 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 que se utilizan en su fabricación están el oro, la plata rodiada, el cobre cromado y el acero inoxidable.

El espejo puede estar equipado con un equipo de detección óptica para detectar automáticamente los contaminantes que pueden aumentar o reducir el punto de rocío aparente (véase el inciso 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°. La fuente de luz puede ser incandescente o un diodo fotoemisor (LED). 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; debe reducirse el 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, además, 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 precisión 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 debe permanecer estable, dentro de límites razonables, y deben evitarse cambios repentinos para mantener un depósito estable sobre el espejo. Es posible determinar la temperatura a la cual se produce la condensación con una resolución de 1 mK en algunos casos y una incertidumbre general de 0,1 K (con una probabilidad de cobertura del 95 %, un factor de cobertura $k = 2$) o más dependiendo de la incertidumbre de la calibración, así como de otros factores.

Los tipos históricos de higrómetro de punto de rocío con control manual de la temperatura son, en gran parte, obsoletos.

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. Por lo general, se utiliza un dispositivo de efecto Peltier de varias etapas y, mientras mayor es el enfriamiento, se requieren más etapas. Cuando se miden gases relativamente secos, es necesario realizar un enfriamiento inicial a varios grados por debajo de la temperatura de condensación para generar una película detectable de gotas de agua o partículas de hielo.

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.

Por lo general, el equipo tiene un sistema de enfriamiento complementario incorporado para controlar la temperatura global en el cabezal del instrumento y para liberar el calor generado por el elemento de efecto Peltier. Este enfriamiento puede realizarse por aire forzado o mediante un sistema de refrigeración de ciclo cerrado. Como alternativa, algunos tipos de instrumentos utilizan un motor Stirling como forma de control adicional de la temperatura. En los instrumentos más antiguos, se utiliza un fluido de bajo punto de ebullición, como el etanol, con refrigeración externa para el enfriamiento adicional, pero esto es cada vez menos común. Asimismo, se emplea un calentamiento adicional (y en algunos sistemas, un tubo de muestreo calefaccionado) para evitar la condensación no deseada.

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 como resultado 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. Puede utilizarse un registrador de banda para el control continuo de la salida analógica de la señal del termómetro del espejo, pero esto no es tan habitual actualmente. Algunos higrómetros ofrecen una salida para el termómetro con resistencia de platino por separado que se utiliza para el control de la temperatura del espejo.

4.4.2.5 **Formato del instrumento**

Por lo general, los higrómetros de punto de rocío de laboratorio son instrumentos montados sobre mesas de trabajo o en carcasas con tubos para tomar muestras de aire desde la ubicación elegida. El tubo de muestreo se calefacciona si se utiliza con un intervalo de temperatura ambiente que presenta un riesgo de condensación.

Un formato alternativo tiene un cabezal con un sensor remoto que contiene el elemento de efecto Peltier, el espejo, la óptica y los sistemas de detección de temperatura. En algunos casos, el cabezal remoto está diseñado para medir en aire libre, sin ventilación forzada.

4.4.2.6 **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 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. Asimismo, la calibración y la colocación del termómetro externo serán fundamentales para obtener valores de humedad relativa representativos y correctos. Si se calculan otras magnitudes de humedad, como la fracción de volumen u otra relación, el resultado también depende de la presión, la cual se mide o bien se basa en un valor establecido.

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. Durante dicho ciclo de calefacción, el instrumento arrojará lecturas elevadas o generará un valor fijo reciente hasta que se reanuden las lecturas normales. Se utilizan también sistemas con escobillas para la limpieza automática del espejo. Mediante la inspección visual, siempre que sea posible, se puede confirmar la calidad de la película de hielo o agua, lo cual indica el grado de limpieza.

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. Por lo general, esto puede lograrse mediante el uso de una válvula de aguja entre la salida del higrómetro y la bomba. Algunos instrumentos están equipados con una bomba interna. El flujo de aire óptimo depende de la humedad de la muestra de aire, y normalmente varía entre 0,25 y 1 l min⁻¹.

4.4.3 **Método de observación**

Para lograr un buen funcionamiento del higrómetro de punto de rocío, es necesario que haya un flujo de aire adecuado en la cámara de medición, aunque, por lo general, no es esencial que este flujo sea exacto. Con este fin, tal vez sea necesario ajustar la graduación de una válvula de aguja (que, en general, está situada en la parte posterior de la cámara de medición) en función de las variaciones diurnas de la temperatura del aire. El ajuste repentino de la graduación del flujo de aire puede perturbar momentáneamente el funcionamiento del higrómetro. Todo ajuste de la graduación debe 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. De manera alternativa, en lugar de realizar la limpieza en seco, se puede quitar una gota de agua del espejo con el bastoncillo de algodón. Si la gota se quita y no quedan marcas, significa que el espejo está limpio. Si el espejo no queda limpio y si hay marcas a la vista, debe volver a limpiarse. 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. Sin embargo, un rasguño superficial aislado no suele impedir el funcionamiento del instrumento. 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 $\pm 0,1$ K en un amplio intervalo de medición del punto de rocío (-60 °C a 50 °C). La incertidumbre que se use dependerá de la incertidumbre de la calibración y de otros factores.

4.4.4 **Exposición y emplazamiento**

Los criterios de emplazamiento del sensor son iguales a los que se aplican a cualquier higrómetro de aspiración. Suelen ser 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.

En el caso de los higrómetros que requieren que el gas fluya a través del instrumento, 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. En algunos casos, la bomba es parte integrante del higrómetro. 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.

En los instrumentos que requieren un sistema de muestreo de aire deben tenerse en cuenta los posibles cambios de presión durante el muestreo de aire. Cuando un filtro o un tubo de muestreo largo provocan una caída de presión, esto puede dar como resultado una subestimación del punto de rocío. Si la presión del aire en el volumen de detección por encima del espejo es considerablemente diferente de la presión ambiente, es necesario medirla y tener en cuenta el cambio en la temperatura del punto de rocío de manera adecuada al realizar el cálculo.

4.4.5 **Calibración e inspección sobre el terreno**

4.4.5.1 **Calibración**

Un higrómetro de punto de rocío debe calibrarse en función de la temperatura de punto de rocío con respecto a una referencia de punto de rocío, generalmente en un laboratorio. La calibración puede realizarse directamente con respecto a un generador de punto de rocío usado como patrón primario, o por comparación con un higrómetro de punto de rocío calibrado cuya trazabilidad pueda determinarse, utilizando como medio de transferencia cualquier fuente estable de gas húmedo medido por ambos equipos simultáneamente. Para aplicar la calibración, en algunos casos las lecturas del higrómetro de punto de rocío pueden ajustarse (por ejemplo, en el programa informático). En otros casos, un ajuste de la electrónica puede permitir que se logre la calibración de manera total o parcial. De manera alternativa, las correcciones pueden aplicarse aritméticamente, sobre todo cuando se usa en el laboratorio. Cualquiera sea la medida en que se apliquen las correcciones o funciones de calibración, al usar el instrumento es necesario tener en cuenta todo error residual como componente de la incertidumbre.

Si se utiliza un sensor de temperatura del aire asociado, también debe calibrarse. En el capítulo 2 del presente volumen se ofrecen orientaciones generales sobre la calibración de los termómetros. Si se usa en el aire, el termómetro se calibra en el aire o, si se calibra en un baño líquido, se permite una incertidumbre adicional adecuada al aplicar esta calibración a las mediciones en el aire. Esto incluiría algunos componentes como resultado de los distintos autocalentamientos en el aire, los diferentes intercambios térmicos con el aire y los efectos radiativos.

Si un higrómetro deriva la humedad relativa a partir del punto de rocío y la temperatura medidos, la calibración de la lectura de humedad relativa también es pertinente. Aunque, en principio, este valor puede calibrarse directamente en función de la humedad relativa, por lo general, dependerá de la temperatura y, por tanto, requerirá una matriz extensa de valores de calibración. Un mejor enfoque es asegurarse de que la humedad relativa se evalúe a partir de los valores de punto de rocío y temperatura a los que ya se hayan aplicado correcciones de calibración, ya sea de forma totalmente aritmética o a través de correcciones aplicadas dentro del instrumento.

4.4.5.2 **Inspección sobre el terreno**

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, o incluso un instrumento de medición de la humedad relativa. 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 posible 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. Es mejor realizar esta verificación con el espejo lo más expuesto posible al aire ambiente, retirando la tapa del cabezal. 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 y en equilibrio térmico. Para que la verificación tenga sentido, es imprescindible que el espejo y la carcasa alcancen la temperatura ambiente. Esto puede insumir bastante tiempo después de haberlo desconectado.

La interfaz del termómetro de espejo se puede verificar 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 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 higrometría óptica o, más exactamente, higrometría 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 detector. Existen dos métodos principales para determinar el grado de atenuación de la radiación, a saber:

- a) 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.
- b) Transmisión de radiación de banda estrecha, a una intensidad fija, hacia un detector 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.

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.

4.6 HIGRÓGRAFO DE CABELLO

4.6.1 Consideraciones generales

Se ha determinado que la longitud del cabello varía principalmente en función de la humedad relativa del aire con respecto al agua en fase líquida (cuando la temperatura del aire es inferior o superior a 0 °C); y aumenta aproximadamente entre un 2 % y un 2,5 % cuando hay una variación de la humedad entre el 0 % de HR y el 100 % de HR. Al alisarse los cabellos para obtener una sección transversal de forma elíptica y limpiarse con alcohol las sustancias grasientas, se incrementa la relación de la superficie de un haz de cabellos con respecto a su volumen, y disminuye el coeficiente de retardo, lo que está particularmente relacionado con la utilización del instrumento a baja temperatura. Este método 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 (Na₂S), se obtiene una mayor linealidad en la respuesta del instrumento.

Se considera que el higrógrafo de cabello es un instrumento apto, aunque no muy preciso, cuando se usa 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, dado que los contaminantes atmosféricos pueden afectar la superficie de las partes móviles del mecanismo y aumentar la fricción entre ellas.

La velocidad de respuesta del higrógrafo de cabello depende mucho de la temperatura del aire. A una temperatura de $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, el retardo del instrumento es aproximadamente 3 veces mayor que el retardo a $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Para temperaturas del aire comprendidas entre $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $30\text{ }^{\circ}\text{C}$, y humedades relativas de entre el 20 % de HR y el 80 % de HR, un buen higrógrafo debería indicar el 90 % de un cambio brusco de la humedad en aproximadamente 3 minutos.

Un buen higrógrafo en perfectas condiciones debería poder registrar la humedad relativa con una exactitud de $\pm 3\%$ de HR a temperaturas moderadas. Cuando la temperatura es baja, la incertidumbre será mayor.

Para que las mediciones realizadas a temperaturas bajas den resultados útiles, es necesario emplear un instrumento con los cabellos alisados (véase la descripción anterior).

4.6.2 Descripción

Los detalles del mecanismo de los higrógrafos de cabello varían según los fabricantes. Algunos instrumentos incluyen un transductor que envía 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 higrógrafo de cabello utiliza un haz de cabellos mantenido en ligera tensión causada por un pequeño resorte que está conectado a un estilete que amplifica las variaciones de la longitud del haz. Al final del estilete se fija una plumilla que está en contacto con una 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 generalmente 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 higrógrafos de cabello utilizan fibras sintéticas. Los cabellos humanos que se utilizan en los higrómetros suelen tratarse previamente como se describe en el inciso 4.6.1 para mejorar la linealidad de la respuesta y disminuir su retardo; 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 libremente al cilindro del reloj y al elemento sensible (el cabello). Este elemento sensible puede estar protegido por una jaula de malla abierta.

4.6.3 Método de observación

El higrógrafo 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.

La lectura del higrógrafo de cabello suele tener una precisión del 1 % de HR. Cabe señalar que el instrumento 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 configurar con mucha exactitud las marcas cronológicas. Para ello, el estilete debe moverse 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.

4.6.4 **Exposición y emplazamiento**

El higrógrafo debe colocarse en una garita meteorológica. Como el amoníaco destruye el cabello natural, no debe instalarse el higrógrafo en proximidades de establos o de plantas industriales que utilicen amoníaco.

4.6.5 **Fuentes de error**

4.6.5.1 **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 disminuye la humedad relativa. El cero puede variar también si el higrógrafo se mantiene mucho tiempo expuesto en aire muy seco, lo cual puede solucionarse poniendo el instrumento durante un tiempo suficiente en aire saturado.

4.6.5.2 **Errores debido a la contaminación del cabello**

La mayoría de los distintos tipos de polvo pueden ocasionar errores considerables en las observaciones (algunas veces hasta del 15 % de HR). En la mayoría de los casos, pueden eliminarse o reducirse los errores limpiando y lavando los cabellos. Sin embargo, las sustancias nocivas encontradas en el polvo pueden destruir el cabello (véase el inciso 4.6.4).

4.6.5.3 **Histéresis**

Tanto la respuesta del elemento sensible (el cabello) 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 puede aplicarse 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 al mínimo la histéresis, el resorte de tensión debe estar bien configurado 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 (el 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 el inciso 4.6.5.1 relativo a la exposición prolongada a baja humedad).

4.6.6 **Calibración e inspección sobre el terreno**

Las lecturas de un higrógrafo deben verificarse con la mayor frecuencia 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 lo contrario, las comparaciones sobre el terreno tienen un valor limitado debido a la diferencia en la velocidad de respuesta de los instrumentos comparados.

La calibración exacta solo puede lograrse en una cámara climatizada y por comparación con instrumentos de referencia.

Es posible verificar el punto correspondiente al 100 % de HR envolviendo el instrumento con un paño saturado de agua, colocado preferentemente en el interior de un recinto a una temperatura del aire constante (sin embargo, no podrá obtenerse una 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 aspiración de referencia. Procede en este caso 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 aspiración de referencia.

4.6.7 **Mantenimiento**

Debería instarse a los observadores a que mantengan la limpieza del higrógrafo de cabello.

Los cabellos deben lavarse frecuentemente con un cepillo suave mojado en agua destilada para eliminar el polvo o las impurezas solubles que se hayan acumulado. Se evitará tocar los cabellos con los dedos. Conviene mantener limpios los cojinetes del mecanismo y aplicar periódicamente un poco de aceite para relojes. 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.

4.7 **ASEGURAMIENTO DE LA TRAZABILIDAD Y CALIBRACIÓN**

4.7.1 **Principios relativos a la calibración de los higrómetros**

La precisión de la calibración de los instrumentos que miden la 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.

En el cuadro 4.2 figura un resumen de los instrumentos patrón de medición de la humedad y sus rendimientos.

Cuadro 4.2. Instrumentos patrón para la medición de la humedad

<i>Instrumento patrón</i>	<i>Temperatura del punto de rocío</i>		<i>Humedad relativa (% de HR)</i>	
	<i>Intervalo (°C)</i>	<i>Incertidumbre (K)</i>	<i>Intervalo</i>	<i>Incertidumbre</i>
<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		
Higrómetro de capacitancia eléctrica (para instrumentos de gran precisión calibrados periódicamente y con mantenimiento minucioso)	-20 a 40		5 a 95	2
	15 a 30		5 a 95	1

4.7.2 Patrones primarios

4.7.2.1 Higrometría gravimétrica

Este tipo de instrumento suele utilizarse solo en contadas ocasiones en un número reducido de institutos nacionales de metrología, por lo que la descripción que figura a continuación se ofrece con fines informativos.

El método gravimétrico permite obtener una medición absoluta del contenido de vapor de agua en una muestra de aire, en función de la proporción de vapor de agua respecto del aire, determinada como una relación de los dos componentes (razón de mezcla) o como una fracción del total. Se expresa en términos de masas de agua y aire, o a veces como una fracción del volumen (o excepcionalmente, como fracción de una cantidad, en moles, si se conoce la

composición del aire). 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 institutos nacionales de metrología.

4.7.2.2 **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. 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 :

$$U_i = 100 \cdot e'/e'_i = 100 \cdot P_1/P_2 \quad (4.6)$$

4.7.2.3 **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.

4.7.3 **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 a 24 meses).

Las consideraciones generales sobre el higrómetro de espejo enfriado figuran en el inciso 4.4. Este método presenta una técnica fundamental para determinar la humedad atmosférica, y cualquier variación de la presión del aire causada por la técnica de muestreo debe tenerse en cuenta aplicando las ecuaciones que figuran en el inciso 4.4.1.2.

Los higrómetros de capacitancia de gran precisión también pueden utilizarse como patrones secundarios. Debe poder determinarse su trazabilidad y calibrarse periódicamente con respecto a un patrón primario en un laboratorio, por lo general, cada 12 meses.

4.7.4 **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.

Los higrómetros de capacitancia de gran precisión también pueden utilizarse como patrones de trabajo o instrumentos de referencia sobre el terreno. Debe poder determinarse su trazabilidad y calibrarse periódicamente con respecto a un patrón cuya trazabilidad pueda determinarse en un laboratorio (por lo general, cada 12 meses). Como medida de precaución adicional, puede verificarse su funcionamiento trimestral o mensualmente con respecto a otros patrones.

4.7.5 **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) Una solución salina no saturada, en forma de ampollas de la 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) Una solución salina saturada, en la cual parte de la sal permanece en fase sólida, que mantiene una concentración estable de humedad relativa. En ese caso, la presión de vapor depende solamente de la temperatura.

Para calibrar los instrumentos empleados para medir la 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:

Sulfato de potasio (K_2SO_4):	97,0 % de HR
Cloruro de bario ($BaCl_2$):	90,3 % de HR
Cloruro de sodio ($NaCl$):	75,3 % de HR
Nitrato de magnesio ($Mg(NO_3)_2$):	52,9 % de HR
Cloruro de magnesio ($MgCl_2$):	33,0 % de HR
Cloruro de calcio ($CaCl_2$):	29,0 % de HR
Cloruro de litio ($LiCl$):	11,1 % de HR

Las soluciones de sulfato de potasio y cloruro de litio son soluciones salinas saturadas convenientes que ofrecen entornos de humedad relativa con intervalos amplios y sencillos con el 11 % de HR y el 97 % de HR.

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. Se puede mejorar la homogeneidad de la humedad relativa por encima de las soluciones al mezclar el aire con un ventilador dentro del recipiente hermético.

El empleo de soluciones salinas saturadas exige algunas precauciones. El personal encargado de manipular dichas sales debería conocer el grado de toxicidad y el poder corrosivo de las soluciones. 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 describen más detalladamente en el inciso 4.8.3.

Las soluciones salinas saturadas son un método práctico para ajustar cierto tipo de higrómetros (de capacitancia). No obstante, a efectos de la calibración, debería emplearse también un instrumento de referencia de la humedad relativa cuya trazabilidad pueda determinarse en el volumen de aire por encima de las soluciones salinas saturadas dentro del recipiente hermético.

4.7.6 **Métodos de calibración**

4.7.6.1 **Comentarios generales**

Habitualmente, las calibraciones de la humedad se realizan comparando el instrumento con un patrón de referencia de humedad calibrado, en un entorno de humedad adecuado.

Los entornos para la calibración de la humedad se obtienen, por lo general, a través de un generador de humedad o una cámara de humedad controlada (y temperatura controlada).

En los laboratorios de los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales (SMHN) se utiliza como patrón un generador de humedad, un higrómetro de precisión con espejo enfriado, un psicrómetro cuidadosamente diseñado o un higrómetro de capacitancia de gran precisión.

4.7.6.2 **Calibración en el laboratorio**

La calibración en el laboratorio es esencial para mantener la exactitud y es necesario tener en cuenta lo siguiente:

- a) Método de calibración: para calibrar un higrómetro, se utiliza un generador de humedad o un higrómetro como patrón:
 - i) Utilización de un generador de humedad como patrón: el higrómetro que se calibrará se coloca en la cámara del generador de humedad o, alternativamente, el aire húmedo generado por el generador de humedad se dirige hacia el higrómetro que se calibrará. El valor de humedad indicado por el generador de humedad se compara posteriormente con el valor de indicación del higrómetro que se calibrará.
 - ii) Utilización de un higrómetro como patrón: el valor de humedad indicado por el higrómetro que se calibrará se compara con el higrómetro utilizado como patrón,

mientras que ambos higrómetros están ubicados en la cámara del generador de humedad, o bien mientras que el aire húmedo generado por el generador de humedad es conducido hacia ambos higrómetros.

- b) Método de generación de humedad: los principales métodos de generación de humedad son los siguientes:
- i) generador de dos presiones;
 - ii) generador de dos temperaturas;
 - iii) generador de dos presiones y dos temperaturas;
 - iv) generador de flujo mixto;
 - v) solución salina, y
 - vi) cámara de humedad.
- c) Instrumentos de referencia y patrón. Para la calibración en el laboratorio de instrumentos de referencia y patrón se requiere de un generador de humedad de precisión y un higrómetro patrón de transferencia adecuado. Los generadores de humedad de dos presiones y de dos temperaturas permiten generar un flujo de aire controlado adecuado, a una temperatura y un punto de rocío predeterminados. La calibración debe realizarse, al menos, una vez cada 12 meses y para todo el intervalo correspondiente a la aplicación de referencia del instrumento. La calibración del termómetro de espejo y del sistema de visualización de la temperatura debe llevarse a cabo por separado, al menos, una vez cada 12 meses.
- d) Instrumentos patrón de trabajo y de observación sobre el terreno. La calibración en laboratorio de instrumentos patrón de trabajo y sobre el terreno debe realizarse con la misma periodicidad que la de los termómetros en uso. Para ello, el dispositivo del sensor del espejo enfriado puede considerarse separadamente de la unidad de control. El termómetro de espejo debe calibrarse por separado, y la unidad de control podría calibrarse con la misma frecuencia que los demás elementos del equipo electrónico de precisión. La calibración de un instrumento de observación sobre el terreno no requiere necesariamente el uso de un generador de humedad si los componentes se han calibrado por separado como se ha descrito anteriormente.

El buen funcionamiento de un instrumento puede verificarse en un recinto con condiciones estables comparándolo con un instrumento de referencia, como un higrómetro patrón de espejo enfriado o el psicrómetro de Assmann. Si el instrumento de observación sobre el terreno tiene un detector de hielo, convendría verificar también el buen funcionamiento de ese sistema.

4.7.6.3 **Calibración sobre el terreno**

Todos los instrumentos para medir la humedad que se utilizan sobre el terreno requieren una calibración periódica. Según cuál sea el instrumento, la calibración se realiza solo sobre el terreno, solo en el laboratorio o, de manera alternativa, tanto en el laboratorio como sobre el terreno.

En el caso de los psicrómetros y los higrómetros de punto de rocío que usan un detector de temperatura, puede verificarse la calibración cada vez que se haga el mantenimiento periódico de rutina. Debe efectuarse una comparación con un patrón de trabajo, como el psicrómetro de Assmann, con frecuencia.

Conviene utilizar como patrón de trabajo un psicrómetro de aspiración de tipo estándar, como el de Assmann, pues tiene la ventaja de que puede verificarse 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 debe calibrarse en intervalos adecuados, en función del tipo de aparato.

Por lo general, se logra una inspección práctica sobre el terreno cuando se utiliza un psicrómetro de aspiración con un buen diseño e instrumentos de medición del punto de rocío o higrómetros de capacitancia como patrón de trabajo. Debe poder determinarse la trazabilidad de estos patrones específicos con respecto a patrones de nivel superior mediante una calibración cuidadosa. Todo instrumento utilizado como patrón debe ser calibrado por separado teniendo en cuenta todas las variables que intervienen en el cálculo de la humedad (temperatura del aire, temperatura del termómetro húmedo y temperatura del punto de rocío, entre otras). También deben verificarse otros factores, como el flujo de aire.

Se pueden utilizar soluciones salinas saturadas para los instrumentos de medición de la humedad que requieren solo una muestra de poco volumen. Durante la verificación se requiere una temperatura ambiente constante, por lo que resulta difícil fiarse de su eficacia sobre el terreno. Esta limitación puede superarse mediante una cuidadosa comparación con un patrón de trabajo por encima de las soluciones salinas saturadas. Este método también puede aplicarse en el laboratorio para los instrumentos de medición de la humedad utilizados sobre el terreno.

Cuando se utilizan soluciones salinas con fines de control, debe considerarse que el valor nominal de la humedad dada para la solución salina en sí no se remite a ningún patrón primario.

Otra opción es generar algunos puntos de humedad específica con un generador de humedad portátil sobre el terreno y realizar la calibración con un higrómetro usado como patrón de trabajo.

4.8 **CONSTANTES DE TIEMPO, FILTROS DE PROTECCIÓN Y SEGURIDAD**

4.8.1 **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 el mensurando (en este caso la humedad), considerando que el sensor da una respuesta de primer orden a la variación del mensurando (es decir, la velocidad a la que varía la medición es proporcional a la diferencia entre la magnitud medida y el mensurando). 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 4.3 figuran los valores de la constante de tiempo ($1/e$) para diversos tipos de sensores de humedad.

4.8.2 **Filtros de protección**

En general, los sensores de humedad llevan un filtro para protegerlos contra las impurezas 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 la 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 con el uso de 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 debe ser suficiente para permitir una velocidad de difusión adecuada.

Cuadro 4.3. Constantes de tiempo de los sensores de humedad

85 % de humedad relativa Tipo de sensor	Constante (s) de tiempo 1/e		
	20 °C	0 °C	-20 °C
Cabello humano ordinario	32	75	440
Cabello alisado	10	10	12
Capacitancia 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			
Higrómetros ópticos	<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.

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 expandido que las hace relativamente sólidas.

Se pueden utilizar filtros de metal sinterizado, pero conviene calentarlos para evitar cualquier problema de condensación dentro del material. Esto no suele ser 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.

4.8.3 Seguridad

Para medir la humedad se utilizan diversos productos químicos. El personal que manipule esos productos debe conocer siempre sus propiedades. Los productos químicos deben conservarse en recipientes seguros, robustos y bien etiquetados, y almacenarse en un lugar adecuado. Las autoridades locales pueden disponer instrucciones específicas relativas al uso de material tóxico.

Debe leerse atentamente la ficha de seguridad, también llamada hoja informativa sobre la seguridad de los materiales, y debe comprenderse bien antes de manipular productos químicos. Este documento de uso obligatorio que debe proporcionar el fabricante para cada producto

químico o sal detalla toda la información pertinente sobre la composición, las propiedades, los posibles peligros, las medidas de seguridad, la manipulación y el almacenamiento de dicho producto químico.

Se utilizan soluciones salinas saturadas de manera generalizada para medir la humedad. A continuación se ofrecen algunas pautas de seguridad que deben tenerse en cuenta al emplear las sales más utilizadas:

- a) Cloruro de bario (BaCl_2): Se presenta en forma de cristales incoloros. Es muy soluble en agua y 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 materiales 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. En caso de necesitar tratamiento, lavar con agua abundante y, en caso de ingestión, procurar atención médica.
- b) Cloruro de calcio (CaCl_2): Se presenta en forma de cristales incoloros, deliquescentes. Es muy soluble en agua. Se disuelve cuando aumenta el 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. La ingestión provoca irritación gástrica, y la ingestión en grandes cantidades puede causar hipercalcemia, deshidratación y lesión renal. En caso de necesitar tratamiento, lavar con agua abundante y procurar atención médica.
- c) Cloruro de litio (LiCl): Se presenta en forma de cristales incoloros. Es estable si se mantiene seco. Es muy soluble en agua. Puede desprender emanaciones tóxicas en caso de incendio. Si se ingiere, puede modificar el equilibrio iónico de la sangre y producir anorexia, diarrea, vómitos, vértigo y trastornos del sistema nervioso central. Puede ocasionar también una lesión renal si la persona afectada tiene una dieta con bajo contenido de sodio (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, deliquescentes. Es muy soluble en agua. Puede dar inicio a la combustión de material inflamable. La reacción con productos desoxidantes puede ser violenta y puede descomponerse espontáneamente en dimetilformamida. 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 (KNO_3): Se presenta en forma de cristales blancos o de polvo cristalino; es muy soluble en agua. Es estable, pero puede desprender 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). Puede irritar los ojos (lavar con agua). No presenta reacción peligrosa con el agua, los ácidos, las bases, los oxidantes ni con los combustibles.

Cloruro de sodio (NaCl): Se presenta en forma de cristales incoloros o de polvo blanco; es muy soluble en agua y estable. 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).

En la sección 4 del anexo 3.A del capítulo 3 del presente volumen, se proporciona asesoramiento sobre el uso sin riesgos del mercurio.

ANEXO 4.A. DEFINICIONES Y ESPECIFICACIONES DEL VAPOR DE AGUA EN LA ATMÓSFERA

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 ρ_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:

$$e'_w = \frac{r_w}{0,621\,98 + r_w} p = x_{vw} \cdot p \quad (4.A.9)$$

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:

$$e'_i = \frac{r_i}{0,621\,98 + r_i} p = x_{vi} \cdot p \quad (4.A.10)$$

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:

$$e'_w(p, T_d) = f(p) \cdot e_w(T_d) = x_v \cdot p = \frac{r \cdot p}{0,621\,98 + r} \quad (4.A.13)$$

$$e'_i(p, T_f) = f(p) \cdot e_i(T_f) = x_v \cdot p = \frac{r \cdot p}{0,621\,98 + r} \quad (4.A.14)$$

15)¹ 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:

$$U_w = 100 \frac{r}{r_w} \cdot \frac{0,621\,98 + r_w}{0,621\,98 + r} \quad (4.A.16)$$

donde r_w es la razón de mezcla saturante a la presión y temperatura del aire húmedo.

16)¹ 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 % de HR. 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 entalpía² de 1 gramo de agua pura a la presión p y

¹ 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 .

² 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.

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.

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

Estas fórmulas son útiles para realizar los cálculos y suficientemente exactas para su uso en todas las aplicaciones meteorológicas habituales, con los siguientes límites: una temperatura $T > -45$ °C para el agua líquida y $T > -65$ °C para el hielo. Estas fórmulas no son adecuadas en absoluto por debajo de los umbrales de temperatura indicados.

En Sonntag (1990 y 1994), se proporcionan fórmulas más exactas, con un intervalo más amplio y más detalladas para estas y otras magnitudes. Con respecto a los límites, son adecuadas para las aplicaciones meteorológicas habituales con un intervalo de temperatura más baja, y son específicamente pertinentes para las radiosondas.

Tensión saturante del vapor:

$$e_w(t) = 6,112 \exp [17,62 t / (243,12 + t)] \quad (4.B.1) \quad \text{Agua } (-45 \text{ °C a } 60 \text{ °C}) \text{ (fase pura)}$$

$$e'_w(p, t) = f(p) \cdot e_w(t) \quad (4.B.2) \quad \text{Aire húmedo}$$

$$e_i(t) = 6,112 \exp [22,46 t / (272,62 + t)] \quad (4.B.3) \quad \text{Hielo } (-65 \text{ °C a } 0 \text{ °C}) \text{ (fase pura)}$$

$$e'_i(p, t) = f(p) \cdot e_i(t) \quad (4.B.4) \quad \text{Aire húmedo}$$

$$f(p) = 1,0016 + 3,15 \cdot 10^{-6} p - 0,074 p^{-1} \quad (4.B.5) \quad [\text{véase la nota}]$$

Punto de rocío y punto de escarcha:

$$t_d = \frac{243,12 \cdot \ln [e' / 6,112 f(p)]}{17,62 - \ln [e' / 6,112 f(p)]} \quad (4.B.6) \quad \text{Agua } (-45 \text{ °C a } 60 \text{ °C})$$

$$t_f = \frac{272,62 \cdot \ln [e' / 6,112 f(p)]}{22,46 - \ln [e' / 6,112 f(p)]} \quad (4.B.7) \quad \text{Hielo } (-65 \text{ °C a } 0 \text{ °C})$$

Fórmulas psicrométricas para el psicrómetro de Assmann:

$$e' = e'_w(p, t_w) - 6,53 \cdot 10^{-4} \cdot (1 + 0,000944 t_w) \cdot p \cdot (t - t_w) \quad (4.B.8) \quad \text{Agua}$$

$$e' = e'_i(p, t_i) - 5,75 \cdot 10^{-4} \cdot p \cdot (t - t_i) \quad (4.B.9) \quad \text{Hielo}$$

Humedad relativa:

$$U = 100 e' / e'_w(p, t) \% \text{ HR} \quad (4.B.10)$$

$$U = 100 e_w(p, t_d) / e_w(p, t) \% \text{ HR} \quad (4.B.11)$$

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

$es_i(t_i)$ = 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).

ANEXO 4.C. INSTRUMENTOS Y MÉTODOS OBSOLETOS O DE USO LIMITADO

1 INSTRUMENTOS MECÁNICOS CON MATERIALES ORGÁNICOS

1.1 Higrómetro de cabello

El cambio en la longitud del cabello debido a los cambios en la humedad relativa del aire se ha utilizado para medir la humedad en los higrómetros. Todos los tipos de higrómetros de cabello han dejado de usarse en la meteorología, excepto el higrógrafo de cabello descrito en el inciso 4.6, que se usa cada vez menos.

1.2 Otros métodos mecánicos

Los métodos mecánicos que utilizan el cambio dimensional de los materiales orgánicos para indicar la humedad relativa empleaban en el pasado elementos sensibles hechos de tejido animal, como la piel de Goldbeater (una membrana orgánica extraída del intestino de los animales domésticos). Estos elementos sensibles ya no se utilizan.

2 HIGRÓMETRO DE CONDENSACIÓN DE CLORURO DE LITIO CALENTADO (CÉLULA DE PUNTO DE ROCÍO)

2.1 Consideraciones generales

2.1.1 Principios

La presión del vapor en equilibrio en la superficie de una solución saturada de cloruro de litio es excepcionalmente baja. En consecuencia, 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 % de HR).

Se puede obtener un dispositivo de autorregulación termodinámica calentando la solución directamente con una corriente eléctrica que la atraviese, procedente de un aparato de tensión 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 a tal punto 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 con la transformación en hidrato que se produce posteriormente. En las aplicaciones meteorológicas, la incertidumbre mayor se produce 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.

2.1.2 **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 $71\text{ }^{\circ}\text{C}$.

2.1.3 **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 Hz 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 con el hidrato en estado de equilibrio con la solución acuosa. En el intervalo 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 monohidrato suele predominar. 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 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$.

2.1.4 **Sensores con calefacción indirecta**

Se puede obtener una mayor exactitud cuando se calienta una solución de cloruro de litio de manera indirecta. La conductividad de la solución se mide entre dos electrodos de platino y permite controlar un serpentín de calefacción.

2.2 **Procedimiento 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.

Debe evitarse 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 con energía de manera permanente. Si la 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.

Deben realizarse periódicamente mediciones de verificación 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, debe instalarse ese dispositivo pues, de lo contrario, el sensor podría resultar dañado por una corriente demasiado alta al conectar el instrumento.

2.3 **Exposición y emplazamiento**

El higrómetro debe 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 proveniente del higrómetro puede afectar a otros instrumentos; esto debe tenerse en cuenta a la hora de elegir su ubicación.

Los contaminantes atmosféricos afectan al funcionamiento del instrumento, sobre todo las sustancias que se disocian en solución y producen una concentración de iones importante.

2.4 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.

2.5 Calibración e inspección sobre el terreno

Debe realizarse, 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 debe realizarse periódicamente, como se hace con otros termómetros y sistemas de visualización operativos.

2.6 Mantenimiento

El cloruro de litio debe renovarse periódicamente. 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 debe limpiarse al mismo tiempo.

Puede prepararse una solución nueva mezclando cinco partes en peso de cloruro de litio anhidro con 100 partes en peso de agua destilada. Esto equivale a 1 g de cloruro de litio anhidro por cada 20 ml de agua.

El mantenimiento del sensor de temperatura debe efectuarse 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.

3 PSICRÓMETRO CALENTADO

Este tipo de instrumento no se utiliza para las observaciones, pero la descripción que figura a continuación se ofrece con fines informativos.

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.

3.1 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⁻¹.

3.2 **Método de observación**

Un psicrómetro calentado podría ser adecuado para las estaciones meteorológicas automáticas.

3.3 **Exposición y emplazamiento**

El instrumento propiamente dicho debe fijarse en el exterior de la garita meteorológica. El orificio de aspiración, donde se mide la temperatura del aire ambiente, debe estar dentro de la garita.

4 **HIGRÓMETROS DE RESISTENCIA ELÉCTRICA**

La mayor parte del inciso 4.2 del capítulo 4 sobre los higrómetros de capacitancia eléctrica (con la excepción del inciso 4.2.2) también es pertinente para los higrómetros de resistencia eléctrica.

Los instrumentos de humedad resistivos presentan un material plástico tratado químicamente que tiene una capa superficial conductora de electricidad sobre el sustrato no conductor. La resistividad de la superficie varía en función de la captación de vapor de agua que depende de la humedad relativa del 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 una 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.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Anderson, P.S., 1995: Mechanism for the behavior of hydroactive materials used in humidity sensors. *Journal of Atmospheric Oceanic Technology*, 12:662–667.
- Bell, S.A., P.A. Carroll, S.L. Beardmore, C. England and N. Mander, 2017: A methodology for study of in-service drift of meteorological humidity sensors. *Metrologia*, 54(3):S63.
- Bindon, H.H., 1965: A critical review of tables and charts used in psychrometry. In: *Humidity and Moisture* (A. Wexler, ed.). New York, Reinhold, 1:3–15.
- British Standard, 2002: *Humidity terms definitions and formulae*. BS 1339 – Part 1.
- British Standard, 2004: *Guide to the measurement of humidity*. BS 1339 – Part 3.
- Burt, S., 2012: *The Weather Observer's Handbook*. Cambridge University Press.
- Harrison, R.G., 2014: *Meteorological Measurements and Instrumentation*. John Wiley & Sons.
- Ingleby, B., D. Moore, C. Sloan and R. Dunn, 2013: Evolution and accuracy of surface humidity reports. *Journal of Atmospheric Oceanic Technology*, 30(9):2025–2043.
- Institute of Measurement and Control and National Physical Laboratory, 1996: *A Guide to the Measurement of Humidity*. London, Institute of Measurement and Control.
- Joint Committee for Guides in Metrology, 2012: *International Vocabulary of Metrology – Basic and General Concepts and Associated Terms (VIM)*. Third edition. JCGM 200:2012.
- Sonntag, D., 1990: Important new values of the physical constants of 1986, vapour pressure formulations based on the ITS-90 and psychrometer formulae. *Zeitschrift für Meteorologie*, 40(5):340–344.
- , 1994: Advancements in the field of hygrometry. *Meteorologische Zeitschrift*, 3(2):51–66.
- Wexler, A. (ed.), 1965: *Humidity and Moisture*. Volumes 1–3. New York, Reinhold.
- World Meteorological Organization, 1966: *International Meteorological Tables* (S. Letestu, ed.) (WMO-No. 188, TP. 94). 1973 amendment. Geneva.
- , 1989a: *WMO Assmann Aspiration Psychrometer Intercomparison* (D. Sonntag) (WMO/TD-No. 289). Instruments and Observing Methods Report No. 34. Geneva.
- , 1989b: *WMO International Hygrometer Intercomparison* (J. Skaar, K. Hegg, T. Moe and K. Smedstud) (WMO/TD-No. 316). Instruments and Observing Methods Report No. 38. Geneva.
- , 1992: *Measurement of Temperature and Humidity: Specification, Construction, Properties and Use of the WMO Reference Psychrometer* (R.G. Wylie and T. L alas) (WMO-No. 759). Technical Note No. 194. Geneva.
- , 2011a: *WMO Field Intercomparison of Thermometer Screens/Shields and Humidity Measuring Instruments: Ghardaia, Algeria, November 2008–October 2009* (M. Lacombe, D. Bousri, M. Leroy and M. Mezred) (WMO/TD-No. 1579). WMO Instruments and Observing Methods Report No. 106. Geneva.
- , 2011b: *Guide to Climatological Practices* (WMO-No. 100). Geneva.
- , 2015 (updated in 2017): *Manual on the WMO Integrated Global Observing System* (WMO-No. 1160). Geneva.
-

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 la presente 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 2 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 del volumen III de la presente guía). 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:

$$s_u = \sqrt{(u_i - U)^2} = \sqrt{\left(\frac{\sum (u_i^2) - (\sum u_i)^2 / n}{n} \right)} \quad (5.1)$$

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 D 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 $1,5 \text{ m s}^{-1}$ (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 y la dirección del viento en los informes sinópticos deberían 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 del volumen III de la presente guía).

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 geoide terrestre de 1996 (EGM-96)).

Se debería comunicar una situación de "calma" cuando la velocidad media del viento sea inferior o igual a $0,2 \text{ m s}^{-1}$ (<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 del presente volumen (anexo 1A) se facilitan los requisitos con respecto al rendimiento. Generalmente basta con una incertidumbre de la medición requerida para la velocidad horizontal de $0,5 \text{ m s}^{-1}$ por debajo de 5 m s^{-1} , e inferior al 10 % por encima de 5 m s^{-1} . La dirección del viento debería medirse con una incertidumbre de 5° . 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 el inciso 5.8.2). La incertidumbre 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 el inciso 5.9 y en el capítulo 1 del presente volumen (anexo 1.D) 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 puede 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.

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

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 descubierta				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	

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 5.1 y 5.2.

Para realizar las estimaciones, el observador (y el objeto sensible al viento) debe estar situado en un terreno abierto llano, 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 diez 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 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 o para velocidades

del viento inferiores a 4 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 del presente volumen (anexo 1.A).

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 del presente volumen (anexo 1.A).

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. Se han desarrollado algunos sistemas 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), 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 incertidumbre acorde con las especificaciones del capítulo 1 del presente volumen (anexo 1.A) (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 móvil, que son ligeramente mejores que la ausencia total de instrumentos.
- f) Las técnicas de teledetección de viento mediante ondas acústicas (sodar), luminosas (detección y localización por ondas luminosas (lidar)) o electromagnéticas (radar), que son menos comunes en las redes meteorológicas ordinarias. Se encontrarán más detalles al respecto en el capítulo 5 del volumen III de la presente guía y 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. El presente capítulo 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 el inciso 5.4).

El segundo problema es la discontinuidad de la dirección del viento entre 0° y 360° . Este problema puede resolverse registrando los datos en un cilindro, ampliando la horquilla de valores del registrador (por ejemplo, hasta 540° 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° 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 el inciso 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 con microprocesadores 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 del volumen V de la presente guía 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 incertidumbre del 1 % (OMM, 1987).

5.8.3 **Recomendaciones relativas al diseño de los sistemas de medición del viento¹**

Los sistemas de medición del viento se pueden diseñar de muchas maneras, y resulta imposible describir todas las opciones técnicas en este capítulo. A continuación se abordan dos ejemplos habituales, uno de ellos con procesamiento de las señales digitales y el otro con tratamiento principalmente analógico de señales (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 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°, la diferencia puede corregirse sumando o restando 360° 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 el inciso 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

¹ Recomendado por la CIMO en su décima reunión (1989).

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 abierto llano 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 el inciso 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 del presente volumen (anexo 1.D) 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.

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

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 ^a (altura: h)	Distancia de los sensores a los obstáculos estrechos ^b (con una altura > 8 m; anchura: w)	Índice de clase de rugosidad ^c	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 ≥ 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".

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 rafagiosidad 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 del volumen III de la presente guía).

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 del volumen III de la presente guía). 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 abierto llano 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) utilizando la fórmula 5.3 con 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 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_{0u} 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.

Suponiendo un alcance uniforme en el mar, el cálculo de la corrección de los efectos de la rugosidad es relativamente simple porque puede aplicarse la relación de Charnock, que expresa la rugosidad de la superficie del mar en función de la velocidad de rozamiento u^* y de la aceleración debida a la gravedad g mediante la ecuación $z_{0u} = \alpha u^{*2}/g$, donde α 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 κ 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 las mediciones 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:

$$s_u/U = c_u \kappa [\ln(z/z_{0u})]^{-1} \quad 5.A.1$$

$$s_d = c_v [\ln(z/z_{0u})]^{-1} \quad 5.A.2$$

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 el inciso 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 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>z_0 (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	≥ 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 del volumen III de la presente guía (cuadro 9.2)).

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Ackermann, G.R., 1983: Means and standard deviations of horizontal wind components. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22:959–961.
- Albers, A., H. Klug and D. Westermann, 2000: Outdoor comparison of cup anemometers. *DEWI Magazin*, No. 17.
- Beljaars, A.C.M., 1987: The influence of sampling and filtering on measured wind gusts. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 4:613–626.
- Busch, N.E. and L. Kristensen, 1976: Cup anemometer overspeeding. *Journal of Applied Meteorology*, 15:1328–1332.
- Coppin, P.A., 1982: An examination of cup anemometer overspeeding. *Meteorologische Rundschau*, 35:1–11.
- Curran, J.C., G.E. Peckham, D. Smith, A.S. Thom, J.S.G. McCulloch and I.C. Strangeways, 1977: Cairngorm summit automatic weather station. *Weather*, 32:60–63.
- Davenport, A.G., 1960: Rationale for determining design wind velocities. *Journal of the Structural Division*, American Society of Civil Engineers, 86:39–68.
- Davenport, A.G., C.S.B. Grimmond, T.R. Oke and J. Wieringa, 2000: Estimating the roughness of cities and sheltered country. *Preprints of the Twelfth American Meteorological Society Conference on Applied Climatology* (Asheville, NC, United States), pp. 96–99.
- Evans, R.A. and B.E. Lee, 1981: The problems of anemometer exposure in urban areas: a wind-tunnel study. *Meteorological Magazine*, 110:188–189.
- Frenkiel, F.N., 1951: Frequency distributions of velocities in turbulent flow. *Journal of Meteorology*, 8:316–320.
- Gill, G.C., L.E. Olsson, J. Sela and M. Suda, 1967: Accuracy of wind measurements on towers or stacks. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 48:665–674.
- Gold, E., 1936: Wind in Britain: The Dines anemometer and some notable records during the last 40 years. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 62:167–206.
- Grimmond, C.S.B., T.S. King, M. Roth and T.R. Oke, 1998: Aerodynamic roughness of urban areas derived from wind observations. *Boundary-Layer Meteorology*, 89:1–24.
- International Organization for Standardization, 2002: *Meteorology – Sonic Anemometers/Thermometers – Acceptance Test Methods for Mean Wind Measurements*, ISO 16622:2002. Geneva.
- , 2007: *Meteorology – Wind Measurements – Part I: Wind Tunnel Test Methods for Rotating Anemometer Performance*, ISO 17713-1:2007. Geneva.
- Kaimal, J.C., 1980: Sonic anemometers. In: *Air-sea Interaction: Instruments and Methods* (F. Dobson, L. Hasse and R. Davis, eds.). Plenum Press, New York, pp. 81–96.
- Lenschow, D.H. (ed.), 1986: *Probing the Atmospheric Boundary Layer*. American Meteorological Society, Boston.
- MacCready, P.B., 1966: Mean wind speed measurements in turbulence. *Journal of Applied Meteorology*, 5:219–225.
- MacCready, P.B. and H.R. Jex, 1964: Response characteristics and meteorological utilization of propeller and vane wind sensors. *Journal of Applied Meteorology*, 3:182–193.
- Makinwa, K.A.A., J.H. Huijsing and A. Hagedoorn, 2001: Industrial design of a solid-state wind sensor. *Proceedings of the First ISA/IEEE Conference* (Houston, November 2001), pp. 68–71.
- Mazzarella, D.A., 1972: An inventory of specifications for wind-measuring instruments. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 53:860–871.
- Mollo-Christensen, E. and J.R. Seesholtz, 1967: Wind tunnel measurements of the wind disturbance field of a model of the Buzzards Bay Entrance Light Tower. *Journal of Geophysical Research*, 72:3549–3556.
- Patterson, J., 1926: The cup anemometer. *Transactions of the Royal Society of Canada*, 20(III):1–54.
- Smith, S.D., 1980: Dynamic anemometers. In: *Air-sea Interaction: Instruments and Methods* (F. Dobson, L. Hasse and R. Davis, eds.). Plenum Press, New York, pp. 65–80.
- Taylor, P.A. and R.J. Lee, 1984: Simple guidelines for estimating wind speed variations due to small scale topographic features. *Climatological Bulletin*, Canadian Meteorological and Oceanographic Society, 18:3–22.
- van Oudheusden, B.W. and J.H. Huijsing, 1991: Microelectronic thermal anemometer for the measurement of surface wind. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 8:374–384.
- Verkaik, J.W., 2000: Evaluation of two gustiness models for exposure correction calculations. *Journal of Applied Meteorology*, 39:1613–1626.
- Walmsley, J.L., I.B. Troen, D.P. Lalas and P.J. Mason, 1990: Surface-layer flow in complex terrain: Comparison of models and full-scale observations. *Boundary-Layer Meteorology*, 52:259–281.
- Wieringa, J., 1967: Evaluation and design of wind vanes. *Journal of Applied Meteorology*, 6:1114–1122.

- , 1980a: A revaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer overspeeding. *Boundary-Layer Meteorology*, 18:411–430.
- , 1980b: Representativeness of wind observations at airports. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61:962–971.
- , 1983: Description requirements for assessment of non-ideal wind stations, for example Aachen. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 11:121–131.
- , 1986: Roughness-dependent geographical interpolation of surface wind speed averages. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112:867–889.
- , 1996: Does representative wind information exist? *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 65:1–12.
- Wieringa, J. and F.X.C.M. van Lindert, 1971: Application limits of double-pin and coupled wind vanes. *Journal of Applied Meteorology*, 10:137–145.
- World Meteorological Organization, 1981: *Review of Reference Height for and Averaging Time of Surface Wind Measurements at Sea* (F.W. Dobson). Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 3. Geneva.
- , 1984a: *Compendium of Lecture Notes for Training Class IV Meteorological Personnel* (B.J. Retallack). (WMO-No. 266), Volume II. Geneva.
- , 1984b: Distortion of the wind field by the Cabauw Meteorological Tower (H.R.A. Wessels). Paper presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Cost-effective Meteorological Observations (TECEMO). Instruments and Observing Methods Report No. 15. Geneva.
- , 1987: *The Measurement of Gustiness at Routine Wind Stations: A Review* (A.C.M. Beljaars). Instruments and Observing Methods Report No. 31. Geneva.
- , 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). Geneva.
- , 1990: *Abridged Final Report of the Tenth Session of the Commission for Instruments and Methods of Observation* (WMO-No. 727). Geneva.
- , 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). Geneva.
- , 2000: Wind measurements: Potential wind speed derived from wind speed fluctuations measurements, and the representativity of wind stations (J.P. van der Meulen). Paper 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). Geneva.
- , 2001: *Lecture Notes for Training Agricultural Meteorological Personnel* (J. Wieringa and J. Lomas) (WMO-No. 551). Geneva.
- , 2011 (updated in 2017): *Manual on Codes* (WMO-No. 306), Volume I.1. Geneva.
- Wyngaard, J.C., 1981: The effects of probe-induced flow distortion on atmospheric turbulence measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 20:784–794.
-

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.

Si bien en este capítulo no se incluye la medición de la precipitación en forma de nieve y otros productos sólidos de la condensación del vapor de agua, la medición de la nieve en el terreno y la nieve nueva se abordan en detalle en el capítulo 2 del volumen II de la presente guía. 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 del volumen III, respectivamente, de la presente guía, en tanto que las observaciones desde el espacio se tratan en el volumen IV.

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, en forma de lluvia, llovizna, nieve, cinarra, nieve granulada, granizo y gránulos de hielo, o del aire claro en forma de polvo brillante. La precipitación sólida es menos densa que la líquida y es más variable en términos de su estructura (por ejemplo, se presenta en diferentes formas de cristales de hielo, o "hábitos cristalinos") y la aerodinámica conexas.

La humedad también puede transferirse al suelo a través del rocío, la cencellada blanca, la escarcha y la niebla, pero estas formas de partículas depositadas no se incluyen en la definición de precipitación. No obstante, se describen en la sección 6.6.

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 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 el inciso 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 (o 0,2 mm, según cuál sea la resolución utilizada) se denomina generalmente traza.

La unidad de medida de la intensidad de la lluvia es la profundidad lineal por hora, normalmente en milímetros por hora (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 (anexo 1.A) del presente volumen, se hace una declaración de carácter general sobre los requisitos de incertidumbre, intervalo y resolución para medir las precipitaciones.

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. 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. Para la medición de la precipitación sólida, que es más susceptible al efecto del viento que la medición de la precipitación líquida debido a la menor densidad de los hidrometeoros, debe colocarse una pantalla protectora artificial alrededor de la boca del medidor. 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 hace referencia, asimismo, a otras técnicas especiales para medir la precipitación sólida y otros tipos de precipitación (rocío, etc.). Algunas técnicas que se utilizan a nivel operacional no se describen en este texto, por ejemplo, el pluviómetro óptico, que utiliza la dispersión óptica. Los informes de conferencias periódicas, como la Conferencia técnica sobre instrumentos y métodos de observación meteorológicos y medioambientales, los talleres internacionales sobre medición de la precipitación (por ejemplo, Instituto Hidrometeorológico de Eslovaquia e Instituto Federal de Tecnología de Suiza, 1993; OMM, 1989b), junto con las intercomparaciones de instrumentos organizadas por la CIMO (por ejemplo, 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 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 sensores meteorológicos, instrumentos que detectan la precipitación e identifican su tipo, en lugar de medirla, a los que se hace referencia en el capítulo 14 del presente volumen.

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 casi 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.A 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 (RIDC). 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.B 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 o el cambio de emplazamiento o de configuración (por ejemplo, la altura de instalación, la pantalla de protección contra el viento), puede originar faltas de homogeneidad temporal en las series cronológicas de la precipitación (véase el capítulo 2 del volumen V de la presente guía). 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, como las utilizadas para la RIDC;
- 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 del presente volumen (anexo 1.D), 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 cm² si se esperan formas de precipitación sólidas en cantidades significativas. Tal vez lo más conveniente sea un área de 200 a 500 cm². 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.
- 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.

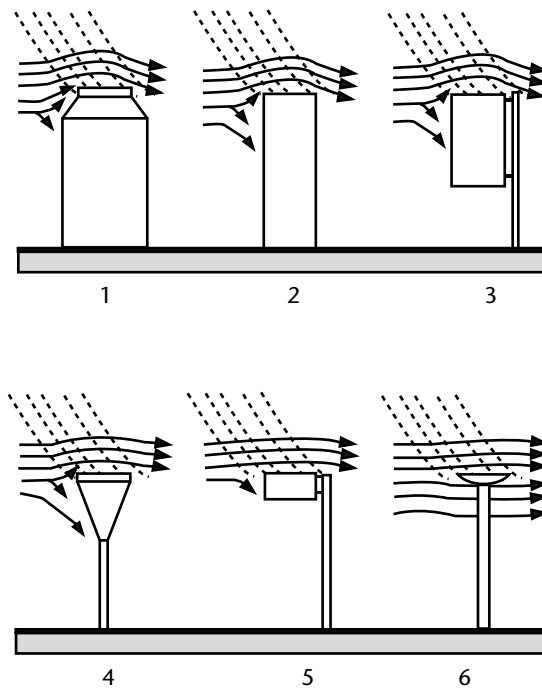


Figura 6.1. Diferentes formas de pluviómetros normalizados. Las líneas continuas muestran las líneas de corriente y las líneas discontinuas hacen lo propio con las trayectorias de las partículas de precipitación. El primer pluviómetro muestra la mayor deformación del campo de viento por encima de la 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)

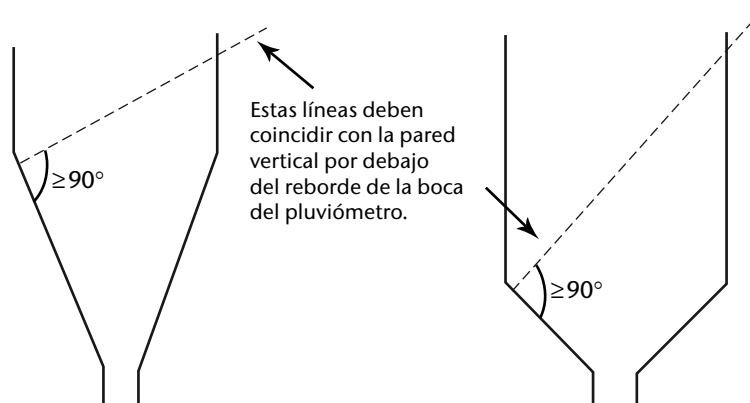


Figura 6.2. Colectores idóneos para pluviómetros

- 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 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 (métodos volumétricos) 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. En el caso de mediciones basadas en el peso, la balanza se debe calibrar periódicamente.

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 propilenglicol. No se recomienda el uso de un anticongelante cuyos componentes tengan propiedades peligrosas (considerados como mercancías peligrosas para el transporte o material peligroso durante su manipulación), como los que contienen metanol, un material peligroso clasificado como (muy) tóxico. Se recomienda encarecidamente la lectura de la ficha de seguridad, también llamada hoja informativa sobre la seguridad de los materiales. El fabricante suministra estos documentos que proporcionan un detalle de toda la información pertinente sobre la composición, las propiedades, los posibles peligros, las medidas de seguridad, la manipulación y el almacenamiento del material.

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 el inciso 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 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, entre otros).

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) y la velocidad del viento. 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⁻¹, 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 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_g es la cantidad medida de precipitación en el medidor; ΔP_1 es el ajuste para corregir la pérdida por humectación de las paredes interiores del colector; ΔP_2 es el ajuste para corregir la pérdida por humectación en el depósito después de vaciarlo; ΔP_3 es el ajuste para corregir la evaporación del depósito, y ΔP_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

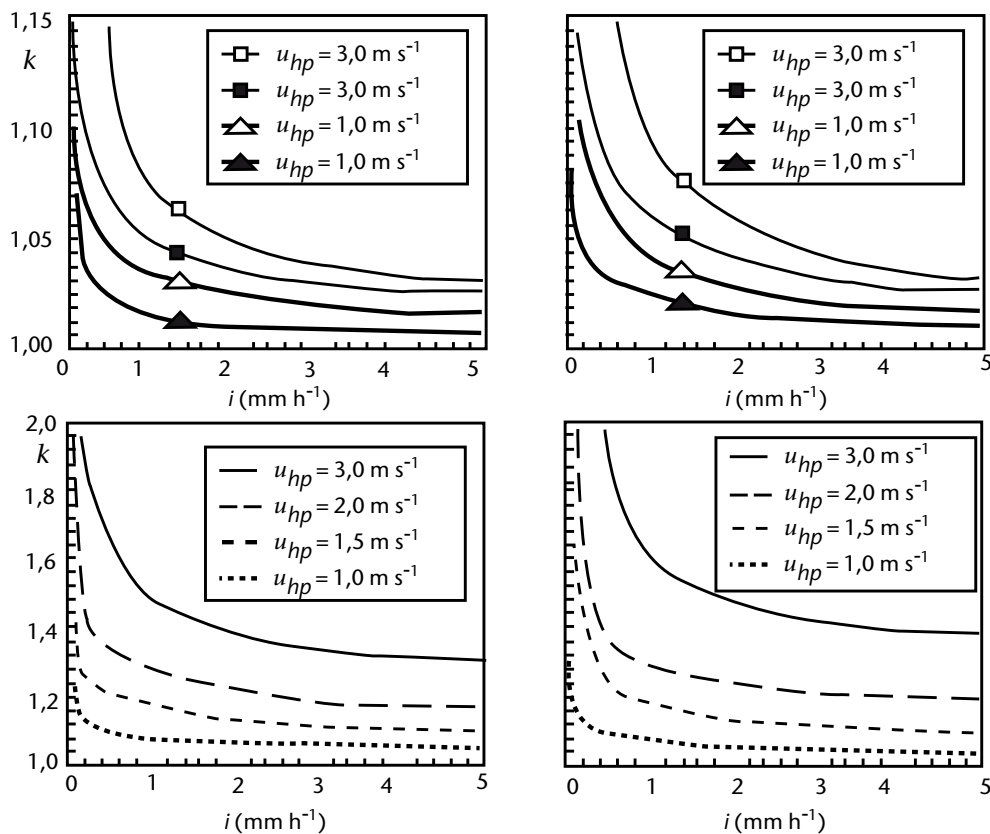


Figura 6.3. Factor de conversión k —definido como el cociente entre la precipitación “correcta” y la medida para la lluvia (arriba) y para la nieve (abajo)—, para dos medidores no protegidos, en función de la velocidad del viento u_{hp} , la intensidad i y el tipo de situación meteorológica, según Nespor 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).

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.C 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.D¹ 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

¹ Procedimiento para la reducción del viento recomendado por la CIMO en su undécima reunión (1994).

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 (las estaciones a las que se hace referencia a continuación corresponden al hemisferio norte). La pérdida por evaporación constituye un problema en los medidores que 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, mientras que el uso de los otros dos se limita en gran parte a la medición de la cantidad de lluvia. Existen también otros tipos de medidores registradores automáticos que miden la precipitación sin partes móviles utilizando dispositivos tales como sensores de capacitancia, transductores de presión, sensores acústicos y 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 que registra la fecha del 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, por medio de un mecanismo dotado de un muelle, un sistema de balanza de

pesas o bien una célula de carga y transductores de alambre vibratorio. 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 el inciso 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.

La tecnología de pesaje que se combina con una cubeta basculante de autovaciado permite realizar mediciones de gran resolución y gran precisión con un volumen de construcción muy reducido. Con este tipo de instrumento, es posible medir el peso del agua en una cubeta basculante con un volumen de hasta 20 ml, siendo posible utilizar valores menores de precipitación en comparación con los medidores de cubeta basculante "clásicos" (véase el inciso 6.5.2).

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 pequenísimas 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.C 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 el inciso 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 el inciso 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 ($\rho = 1$ g/cm³), se calcula el volumen correspondiente (V (cm³)) al peso del agua, lo que permite obtener la altura de acumulación correspondiente (h (mm)) utilizando la superficie del colector (S (cm²)). 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 cm². 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 cm², esto corresponde a 20 g de agua en la cubeta.

Los pluviógrafos de cubeta basculante utilizan 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. Un registrador de datos o un convertidor analógico a digital (sistema de adquisición de datos equipado con puertos de lectura de interruptor de lengüeta) debe registrar esta salida. 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 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 mm h⁻¹). Sin embargo, es posible corregirlo mediante un procedimiento de calibración como el indicado en el anexo 6.C 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.C) 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; Stagnaro y otros, 2016).

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. En Chan y otros (2015), puede observarse el funcionamiento sobre el terreno de tres tipos diferentes de pluviógrafos de cubeta basculante en un entorno tropical: sin ningún tipo de corrección, con corrección mediante el uso de un programa informático y con corrección mediante la utilización de un impulso adicional.

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 puede ser deficiente debido a la aparición de grandes errores originados por el viento y por la evaporación de nieve fundida, por lo que deben considerarse otros pluviógrafos para medir la precipitación en invierno en regiones donde las temperaturas son inferiores a 0 °C durante prolongados períodos de tiempo. No obstante, el efecto de evaporación puede reducirse al mínimo al emplear instrumentos con elementos calefactores controlados que mantengan la temperatura de las piezas esenciales apenas por encima del punto de fusión del agua.

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.C 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 el inciso 6.5.1.2).

El mantenimiento de este pluviógrafo es similar al del medidor de pesaje (véase el inciso 6.5.1.3), salvo que la calibración se realiza utilizando un volumen conocido de agua.

6.5.4 **Otros pluviógrafos**

Gracias al avance de los instrumentos inteligentes y la tecnología electrónica de medición, se han desarrollado otros instrumentos de medición de la precipitación en los últimos años. La calidad de las mediciones es aproximadamente igual a la de los pluviógrafos de cubeta basculante convencionales. No obstante, estos nuevos instrumentos permiten medir la intensidad de la lluvia con una mayor resolución que con los métodos clásicos, a partir de los 0,01 mm, y son especialmente adecuados para zonas de difícil acceso, ya que requieren menos mantenimiento. Estos instrumentos se describen en el capítulo 14 del presente volumen.

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 del presente volumen).

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 deposición 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 12494:2017 (ISO, 2017), 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 10 del volumen III de la presente guía 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 μm , y velocidades de caída comprendidas entre menos de 1 y 5 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 (Stadtmüller 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^2 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^2 , esto da una recogida en litros por metro cuadrado.

ANEXO 6.A. 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.A.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 $1\ 875 \times 1\ 875 \times 120$ 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.A.2 se muestra un ejemplo de instalación de cuatro pluviómetros enterrados de referencia normalizados, como se indica en OMM (2009).

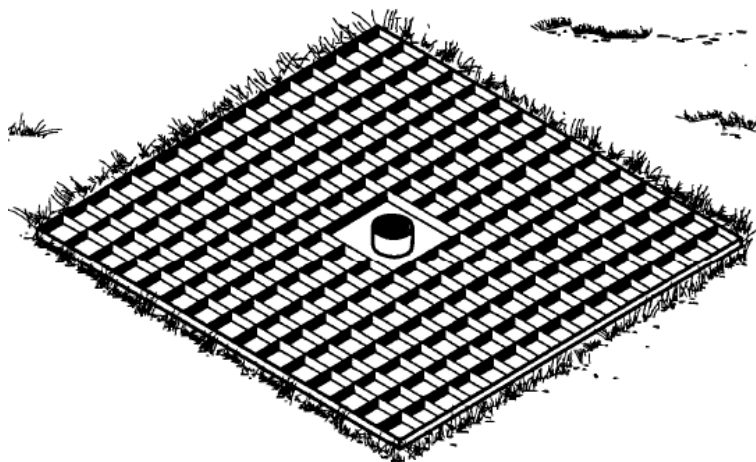


Figura 6.A.1. Un pluviómetro enterrado y su rejilla (configuración a nivel del suelo)

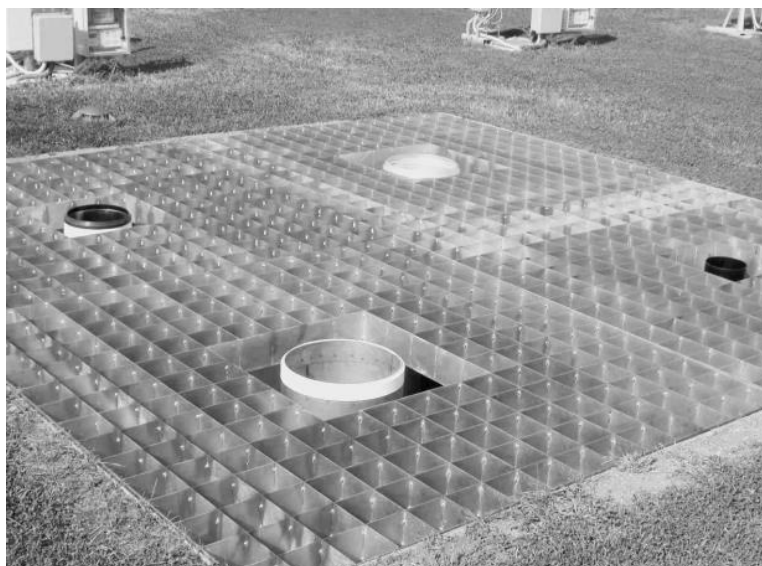


Figura 6.A.2. Instalación de los pluviómetros enterrados de referencia en Vigna di Valle (Italia, 2007) durante la intercomparación de la OMM *in situ* de pluviómetros de medición de la intensidad de la lluvia

ANEXO 6.B. 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 (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.C. 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, 2017)). 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 mm h^{-1} hasta la intensidad de referencia, y siguiendo el recorrido inverso hasta 0 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.D. 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 RIDC para la nieve, según se presenta en OMM (1984) y en los resultados de la publicación *Solid Precipitation Measurement Intercomparison* (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 α 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 e Hidrológicos Nacionales. Las clases son las siguientes:

Clase	Ángulo	Descripción
Emplazamiento expuesto	0-5	Solo unos pocos obstáculos pequeños, tales como matorrales, un 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, grupos 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.E. PROCEDIMIENTO PARA LA CALIBRACIÓN *IN SITU* DE PLUVIÓMETROS DE INTENSIDAD DE LLUVIA POR CAPTACIÓN

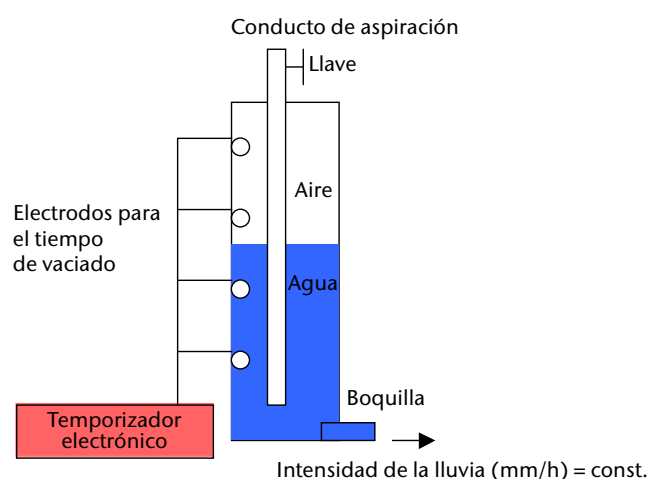
La calibración *in situ* forma parte del mantenimiento y la verificación rutinarias *in situ* y debería realizarse periódicamente. Su finalidad principal es comprobar las condiciones de funcionamiento de los medidores de precipitación: detectar fallos de funcionamiento, anomalías en los resultados y 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.C) 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



Esquema simplificado de calibrador *in situ* portátil

niebla y con baja velocidad de viento (para evitar perturbaciones por presión dinámica en los 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_{1min}) en milímetros por hora del medidor de precipitación durante la calibración, calculado de la siguiente forma:

$$avgI = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (I_{1min}^j) \quad (6.E.1)$$

- 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 δ (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

- Chan, Y.W., C.L. Yu and K.H. Tam, 2015: Inter-comparison of raingauges on rainfall amount and intensity measurements in a tropical environment. *Journal of Geodesy and Geomatics Engineering*, 1:12–25.
- Colli, M., L.G. Lanza and P.W. Chan, 2013a: Co-located tipping-bucket and optical drop counter RI measurements and a simulated correction algorithm. *Atmospheric Research*, 119:3–12.
- Colli, M., L.G. Lanza and P. La Barbera, 2013b: Performance of a weighing rain gauge under laboratory simulated time-varying reference rainfall rates. *Atmospheric Research*, 131:3–12.
- European Committee for Standardization (CEN), 2010: *Hydrometry – Specification for a Reference Raingauge Pit*, 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 and L. Makkonen, 2007: *COST-727: Atmospheric Icing on Structures; Measurements and data collection on icing: State of the Art*, MeteoSwiss, No. 75.
- Goodison, B.E., J.R. Metcalfe, R.A. Wilson and K. Jones, 1988: The Canadian automatic snow depth sensor: A performance update. *Proceedings of the Fifty-sixth Annual Western Snow Conference*, Atmospheric Environment Service, Canada, pp. 178–181.
- Goodison, B.E., B. Sevruk and S. Klemm, 1989: WMO solid precipitation measurement intercomparison: Objectives, methodology and analysis. In: International Association of Hydrological Sciences, 1989: *Atmospheric deposition. Proceedings*, Baltimore Symposium (May, 1989), IAHS Publication No. 179, Wallingford.
- Grunow, J., 1960: The productiveness of fog precipitation in relation to the cloud droplet spectrum. In: American Geophysical Union, 1960, *Physics of precipitation*. Geophysical Monograph No. 5, *Proceedings of the Cloud Physics Conference* (3–5 June 1959, Woods Hole, Massachusetts), Publication No. 746, pp. 110–117.
- , 1963: *Weltweite Messungen des Nebelniederschlags nach der Hohenpeissenberger Methode*. In: International Union of Geodesy and Geophysics, General Assembly (Berkeley, California, 19–31 August 1963), International Association of Scientific Hydrology Publication No. 65, pp. 324–342.
- Habib, E., W.F. Krajewski and A. Kruger, 2001: Sampling errors of tipping-bucket rain gauge measurements. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6:159–166.
- International Organization for Standardization, 2017: *Atmospheric Icing of Structures*, ISO 12494:2017. Geneva.
- International Organization for Standardization/International Electrotechnical Commission, 2017: *General Requirements for the Competence of Testing and Calibration Laboratories*, ISO/IEC 17025:2017. Geneva.
- Koschmieder, H., 1934: Methods and results of definite rain measurements; III. Danzig Report (1). *Monthly Weather Review*, 62:5–7.
- Legates, D.R. and C.J. Willmott, 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Int. J. Climatology*, 10:111–127.
- Nespor, V. and B. Sevruk, 1999: Estimation of wind-induced error of rainfall gauge measurements using a numerical simulation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(4):450–464.
- Niemczynowicz, J., 1986: The dynamic calibration of tipping-bucket raingauges. *Nordic Hydrology*, 17:203–214.
- Rinehart, R.E., 1983: Out-of-level instruments: Errors in hydrometeor spectra and precipitation measurements. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22:1404–1410.
- Schemenauer, R.S. and P. Cereceda, 1991: Fog water collection in arid coastal locations. *Ambio*, 20(7):303–308.
- , 1994a: Fog collection's role in water planning for developing countries. *Natural Resources Forum*, 18(2):91–100.
- , 1994b: A proposed standard fog collector for use in high-elevation regions. *Journal of Applied Meteorology*, 33(11):1313–1322.
- Sevruk, B., 1974a: Correction for the wetting loss of a Hellman precipitation gauge. *Hydrological Sciences Bulletin*, 19(4):549–559.
- , 1974b: Evaporation losses from containers of Hellman precipitation gauges. *Hydrological Sciences Bulletin*, 19(2):231–236.
- , 1984: Comments on “Out-of-level instruments: Errors in hydrometeor spectra and precipitation measurements”. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23:988–989.

- Sevruk, B. and V. Nespor, 1994: The effect of dimensions and shape of precipitation gauges on the wind-induced error. In: *Global Precipitation and Climate Change* (M. Desbois and F. Desalmand, eds.). NATO ASI Series, Springer Verlag, Berlin, 126:231–246.
- Sevruk, B. and L. Zahlavova, 1994: Classification system of precipitation gauge site exposure: Evaluation and application. *International Journal of Climatology*, 14(6):681–689.
- Sieck, L.C., S.J. Burges and M. Steiner, 2007: Challenges in obtaining reliable measurements of point rainfall. *Water Resources Research*, 43:1–23.
- Slovak Hydrometeorological Institute and Swiss Federal Institute of Technology, 1993: Precipitation measurement and quality control. *Proceedings of the International Symposium on Precipitation and Evaporation* (B. Sevruk and M. Lapin, eds.) (Bratislava, 20–24 September 1993), Volume I, Bratislava and Zurich.
- Smith, J.L., H.G. Halverson and R.A. Jones, 1972: *Central Sierra Profiling Snowgauge: A Guide to Fabrication and Operation*. USAEC Report TID-25986, National Technical Information Service, U.S. Department of Commerce, Washington DC.
- Stadtmuller, T. and N. Agudelo, 1990: Amount and variability of cloud moisture input in a tropical cloud forest. In: *Proceedings of the Lausanne Symposia* (August/November), IAHS Publication No. 193, Wallingford.
- Stagnaro, M., M. Colli, L.G. Lanza and P.W. Chan, 2016: Performance of post-processing algorithms for rainfall intensity using measurements from tipping-bucket rain gauges. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(12):5699-5706.
- Vong, R.J., J.T. Sigmon and S.F. Mueller, 1991: Cloud water deposition to Appalachian forests. *Environmental Science and Technology*, 25(6):1014–1021.
- World Meteorological Organization, 1972: Evaporation losses from storage gauges (B. Sevruk). In: *Distribution of Precipitation in Mountainous Areas*, Geilo Symposium (Norway, 31 July–5 August 1972), Volume II – technical papers (WMO-No. 326). Geneva.
- , 1982: *Methods of Correction for Systematic Error in Point Precipitation Measurement for Operational Use* (B. Sevruk). Operational Hydrology Report No. 21 (WMO-No. 589). Geneva.
- , 1984: *International Comparison of National Precipitation Gauges with a Reference Pit Gauge* (B. Sevruk and W.R. Hamon). Instruments and Observing Methods Report No. 17 (WMO/TD-No. 38). Geneva.
- , 1985: *International Organizing Committee for the WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison*. Final report of the first session (distributed to participants only). Geneva.
- , 1986: *Papers Presented at the Workshop on the Correction of Precipitation Measurements* (B. Sevruk, ed.) (Zurich, Switzerland, 1–3 April 1985). Instruments and Observing Methods Report No. 25 (WMO/TD-No. 104). Geneva.
- , 1987: *Instruments Development Inquiry* (E. Prokhorov). Instruments and Observing Methods Report No. 24 (WMO/TD-No. 231). Geneva.
- , 1989a: *Catalogue of National Standard Precipitation Gauges* (B. Sevruk and S. Klemm). Instruments and Observing Methods Report No. 39 (WMO/TD-No. 313). Geneva.
- , 1989b: *International Workshop on Precipitation Measurements* (B. Sevruk, ed.) (St Moritz, Switzerland, 3–7 December 1989). Instruments and Observing Methods Report No. 48 (WMO/TD-No. 328). Geneva.
- , 1992a: *Snow Cover Measurements and Areal Assessment of Precipitation and Soil Moisture* (B. Sevruk, ed.). Operational Hydrology Report No. 35 (WMO-No. 749). Geneva.
- , 1992b: *Report on the Measurement of Leaf Wetness* (R.R. Getz). Agricultural Meteorology Report No. 38 (WMO/TD-No. 478). Geneva.
- , 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). Geneva.
- , 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). Geneva.
- , 2008: *Guide to Hydrological Practices* (WMO-No. 168), Volume I. Geneva.
- , 2009: *WMO Field Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges* (E. Vuerich, C. Monesi, L.G. Lanza, L. Stagi, E. Lanzinger). Instruments and Observing Methods Report No. 99 (WMO/TD-No. 1504). Geneva.

- Yang, D., J.R. Metcalfe, B.E. Goodison and E. Mekis, 1993: True Snowfall: An evaluation of the Double Fence Intercomparison Reference Gauge. *Proceedings of the Fiftieth Eastern Snow Conference*, Quebec City, 8–10 June 1993, Quebec, Canada, pp. 105–111.
- 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 and J. Milkovic, 1995: Accuracy of Tretyakov precipitation gauge: results of WMO intercomparison. *Hydrological Processes*, 9:877–895.
-

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 el volumen V de la presente 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, 2005a) 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 (CIE, 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:

$$\frac{\text{RRM}}{\text{Escala de Ångström de 1905}} = 1,026$$

$$\frac{\text{RRM}}{\text{Escala smithsoniana de 1913}} = 0,977$$

$$\frac{\text{RRM}}{\text{IPS 1956}} = 1,022$$

Se acepta que la RRM representa las unidades físicas de irradiancia total, con un margen de incertidumbre del 0,3 % (99 % respecto del valor medido).

Realización de la Referencia Radiométrica Mundial: Grupo de Normalización Mundial

Para garantizar a largo plazo la estabilidad de la nueva referencia se utiliza un GNM integrado por un mínimo de cuatro pirheliómetros absolutos de diseño diferente. Al incorporar los instrumentos a ese grupo, se les asigna un factor de reducción con el fin de corregir sus lecturas para referirlas a la RRM. Para formar parte del grupo, un radiómetro debe cumplir los siguientes requisitos:

- a) La estabilidad debe superar el 0,2 % del valor medido en escalas temporales de decenios.
- b) La incertidumbre, para un nivel de confianza del 95 %, de la serie de mediciones efectuadas con el instrumento debe estar situada dentro de los límites de incertidumbre de la RRM.
- c) El instrumento ha de tener un diseño distinto al de los demás instrumentos del GNM.

Para verificar los criterios de estabilidad, los instrumentos del GNM se comparan entre sí al menos una vez al año, razón por la cual estos se encuentran en el Centro Radiométrico Mundial de Davos.

Cálculo de los valores de la Referencia Radiométrica Mundial

Para calibrar un instrumento radiométrico deberían 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 pirheliómetros, 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 corrección individual, determinado en el momento de incorporarlo al Grupo. El cálculo del valor medio del GNM, utilizado como referencia, puede peligrar si fallan uno o más radiómetros. Para hacer frente a esta cuestión, la CIMO resolvió¹ que en cada comparación internacional de pirheliómetros debería establecerse un grupo *ad hoc*, integrado por el ponente sobre instrumentos meteorológicos para medir la radiación (o la persona designada) y no menos de cinco miembros, entre ellos el presidente. Este grupo evalúa la estabilidad de los instrumentos del GNM y selecciona los instrumentos que se utilizarán en el cálculo de la RRM. El director de la comparación debe participar en las reuniones del grupo en calidad de experto. El grupo debería

¹ Recomendado por la CIMO en su undécima reunión (1994).

discutir los resultados preliminares de la comparación, basándose en criterios definidos por el Centro Radiométrico Mundial, evaluar la referencia, y recomendar la actualización de los factores de calibración.

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 (GCOS) (véase OMM, 2005a). 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 (anexo 1.A) del presente volumen, 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 MJ m^{-2} , y del 5 % para valores superiores a 8 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 (UT), 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 el inciso 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.

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.

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	5×10^{-3} (aprox. $2,5^\circ$ de semiángulo)
Pirheliómetro	Radiación solar directa	a) Patrón secundario para calibraciones b) Red	5×10^{-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	5×10^{-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	1×10^{-3} a 1×10^{-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	2π
Piranómetro espectral	Radiación (solar) global en intervalos espectrales de banda ancha (p. ej. con filtros OG 530, RG 630, etc.)	Red	2π
Piranómetro diferencial	Radiación (solar) global neta	a) Patrón de trabajo b) Red	4π
Pirgeómetro	a) Radiación de onda larga ascendente (sensor hacia abajo) b) Radiación de onda larga descendente (sensor hacia arriba)	Red	2π
Pirradiómetro	Radiación total	Patrón de trabajo	2π
Pirradiómetro diferencial	Radiación total neta	Red	4π

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° 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).

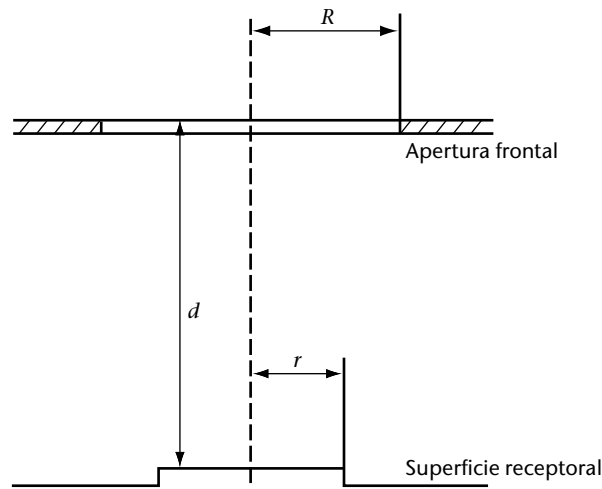


Figura 7.1. Geometría del campo visual. El semiángulo de apertura es $\arctan R/d$; el ángulo de inclinación es $\arctan (R-r)/d$

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° . 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:

$$E_N = E / R^2 \quad (7.1)$$

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, calibrados, 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.

Cuadro 7.2. Características de los pirheliómetros operativos

<i>Características</i>	<i>Calidad alta^a</i>	<i>Calidad buena^b</i>
Tiempo de respuesta (95 % de la señal)	<15 s	<30 s
Desplazamiento del cero (respuesta a un cambio de 5 K h ⁻¹ en la temperatura ambiente)	2 W m ⁻²	4 W m ⁻²
Resolución (variación mínima detectable en W m ⁻²)	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 ⁻² debido a un cambio producido en la irradiancia entre 100 W m ⁻² y 1 100 W m ⁻²)	0,2	0,5
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)	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 ⁻² 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 ⁻²	1,8
		0,56
		1
Totales en 1 hora	%	0,7
	kJ m ⁻²	1,5
		21
		54
Totales diarios	%	0,5
	kJ m ⁻²	1,0
		0,5
		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.

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. 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⁻²).

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 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 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 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 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_{R1} , 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 $0,05 \text{ K}$ 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° 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 se utilizan principalmente para mediciones puntuales, mientras que otros, instalados en un seguidor solar, 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, 1990*b*).

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 2π 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 2π 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 (1990*c*) y OMM (2005*a*) se encontrará más información sobre la utilización de los piranómetros.

En el cuadro 7.4 (adaptado de ISO, 1990*a*) 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.

Cuadro 7.4. Características de los piranómetros operativos

<i>Características</i>	<i>Calidad alta^a</i>	<i>Calidad buena^b</i>	<i>Calidad moderada^c</i>
Tiempo de respuesta (95 % de la señal)	<15 s	<30 s	<60 s
Desplazamiento del cero:			
(a) respuesta a 200 W m ⁻² de radiación térmica neta (ventilada)	7 W m ⁻²	15 W m ⁻²	30 W m ⁻²
(b) respuesta a un cambio de 5 K h ⁻¹ en la temperatura ambiente	2 W m ⁻²	4 W m ⁻²	8 W m ⁻²
Resolución (variación mínima detectable en W m ⁻²)	1 W m ⁻²	5 W m ⁻²	10 W m ⁻²
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 ⁻²)	10 W m ⁻²	20 W m ⁻²	30 W m ⁻²
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 ⁻² debido a un cambio producido en la irradiancia entre 100 W m ⁻² y 1 000 W m ⁻²)	0,5	1	3
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)	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 ⁻² 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.

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:

- la distribución angular de la irradiancia;
- los métodos de calibración;
- la respuesta direccional del instrumento;
- la inclinación del instrumento;

- e) el nivel de irradiancia;
- f) la irradiancia neta en onda larga para la corrección del desplazamiento térmico;
- 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° (por esa razón, es mejor efectuar la calibración solo cuando la elevación solar sea superior a 30°);
- 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, W m^{-2}); V es la señal de salida de la irradiancia global del piranómetro que se desea calibrar (en microvoltios, μV); V_s es la señal de salida de la irradiancia celeste difusa del piranómetro de referencia en sombra (en μV); 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, $W m^{-2} \mu V^{-1}$); y k_s es el factor de calibración del piranómetro de referencia en sombra ($W m^{-2} \mu V^{-1}$); 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:

$$E \cdot \sin h = (V_{un} - V_s) \cdot k \quad (7.5)$$

o bien:

$$k = (E \cdot \sin h) / (V_{un} - V_s) \quad (7.6)$$

donde E es la irradiancia solar directa representativa para un ángulo de incidencia normal medido por el pirheliómetro (en $W m^{-2}$); V_{un} es la señal de salida representativa del piranómetro (en μV) en modo de irradiancia no sombreada (o global); V_s es la señal de salida representativa del piranómetro (en μV) en modo de irradiancia sombreada (o celeste difusa); h es la elevación del Sol aparente; y k es el factor de calibración (en $W m^{-2} \mu V^{-1}$), que es el valor inverso de la sensibilidad (en $\mu V W^{-1} m^2$).

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_{gA}), mientras que el otro piranómetro (piranómetro B) mide las señales de irradiancia difusa (V_{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_{dA}), y viceversa con respecto al piranómetro B. Se presupone que para cada piranómetro los coeficientes de calibración difuso (k_d) y global (k_g) son iguales, y que el coeficiente de calibración del piranómetro A viene dado por:

$$k_A = k_{gA} = k_{dA} \quad (7.7)$$

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:

$$E(t_0) \sin(h(t_0)) = k_A V_{gA}(t_0) - k_B V_{dB}(t_0) \quad (7.8)$$

Para el instante t_1 del período alterno, una vez intercambiados los piranómetros:

$$E(t_1) \sin(h(t_1)) = k_B V_{gB}(t_1) - k_A V_{dA}(t_1) \quad (7.9)$$

Dado que las únicas incógnitas en las ecuaciones 7.8 y 7.9 son k_A y k_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 de comparación 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 (2005a), 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 los incisos 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 los incisos 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 θ es el ángulo de elevación; ϕ es el ángulo acimutal, Θ es la amplitud angular de elevación del objeto, y ϕ 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 radiancia 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⁻², 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, 2005a) 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 polvo 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.

Habrà 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 σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5,6704 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$); 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.

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
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 de ennegrecimiento 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		Se necesita un coeficiente de temperatura	Estudio de la influencia de la ventilación forzada sobre estos efectos

<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 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) 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

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° 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° 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 de la cúpula (K).

El flujo radiactivo neto medido por el receptor, L^* , se define de la siguiente forma:

$$L^* = U/C(1 + k_1\sigma T_s^3) \quad (7.13)$$

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 el inciso 7.3.2.2), se recomienda determinar k_1 mediante una calibración en laboratorio como se describe en el inciso 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 que se rige en virtud del marco descrito en el anexo F.

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.

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 ^a	Calidad buena ^b	Calidad moderada ^c
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 ($-20^\circ C$ a $40^\circ C$) (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 el inciso 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 μV); y K es su sensibilidad (en $\mu V/(W m^{-2})$).

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° 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 2π 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 el inciso 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 Φ_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.

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 °C a 40 °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, 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

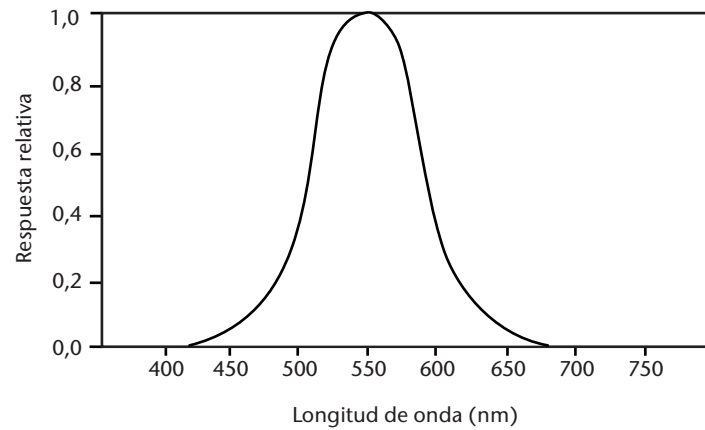


Figura 7.2. Sensibilidad luminosa relativa $V(\lambda)$ del ojo humano a la visión fotópica

Cuadro 7.7. Valores de la eficacia luminosa espectral en la visión fotópica (unidad correspondiente a la longitud de onda de máxima eficacia)

Longitud de onda (nm)	Visión fotópica $V(\lambda)$	Longitud de onda (nm)	Visión fotópica $V(\lambda)$
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		

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.

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 ⁻¹
Linealidad	0,2
Tiempo de corrección	0,1 s

7.5.1.3 **Registro y reducción de datos**

La CII recomienda que se registren las variables climatológicas siguientes:

- iluminancia diurna celeste global y difusa sobre superficies horizontales y verticales;
- iluminancia del haz solar directo;
- luminancia celeste para intervalos de 0,08 sr (aproximadamente $10^\circ \cdot 10^\circ$) en todo el hemisferio;
- 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:

- 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 general¹, biológicamente no es muy activa y su intensidad en la superficie terrestre no varía de manera significativa con el contenido de ozono atmosférico.

¹ El espectro de acción de la fotosíntesis del fitoplancton, por ejemplo, tiene un componente importante de radiación UV-A.

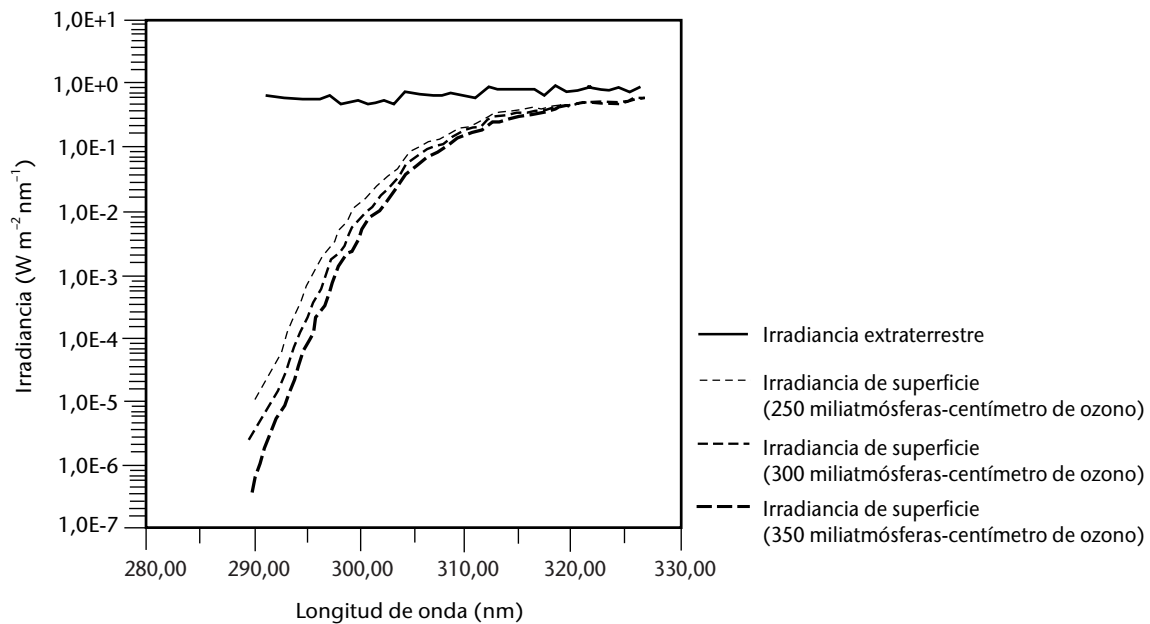


Figura 7.3. Los resultados del modelo muestran el efecto de los crecientes niveles de ozono en la transmisión de la radiación UV-B a través de la atmósfera

- 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.

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, 1999*a*, 1999*b*, 2001, 2008 y 2010*a*). También se han elaborado directrices y procedimientos normalizados para los espectrorradiómetros de serie, aunque todavía no están disponibles en el mercado (OMM, 2010*b*). 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, 2010*a*, 2010*b*, 2011 y 2014). 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.

Cuadro 7.9. Requisitos para medir la irradiancia espectral global UV-B del programa VAG

<i>Característica</i>	<i>Requisitos</i>
Error cosenoidal ^a	a) $<\pm 10\%$ para ángulos de incidencia $<60^\circ$ b) $<\pm 10\%$ para radiancia isotrópica integrada
Intervalo espectral mínimo	290-325 nm ^b
Anchura de banda (anchura a media altura del máximo (FWHM))	<1 nm
Precisión de longitud de onda	$<\pm 0,05$ nm
Exactitud de longitud de onda	$<\pm 0,1$ nm
Función de rendija	$<10^{-3}$ de máxima a 2,5 de FWHM del centro
Intervalo de longitud de onda de muestreo	$<FWHM$
Irradiancia máxima	>1 W m ⁻² nm ⁻¹ a 325 nm y, si procede, 2 W m ⁻² nm ⁻¹ a 400 nm (máximo a mediodía)
Umbral de detección	$<5 \cdot 10^{-5}$ W m ⁻² nm ⁻¹ (para relación señal-ruido = 1 a 1 nm de FWHM)
Luz difusa	$<5 \cdot 10^{-4}$ W m ⁻² nm ⁻¹ 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 ^c	$<\pm 10\%$ (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).

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 fosforo 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^{-1} , 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.

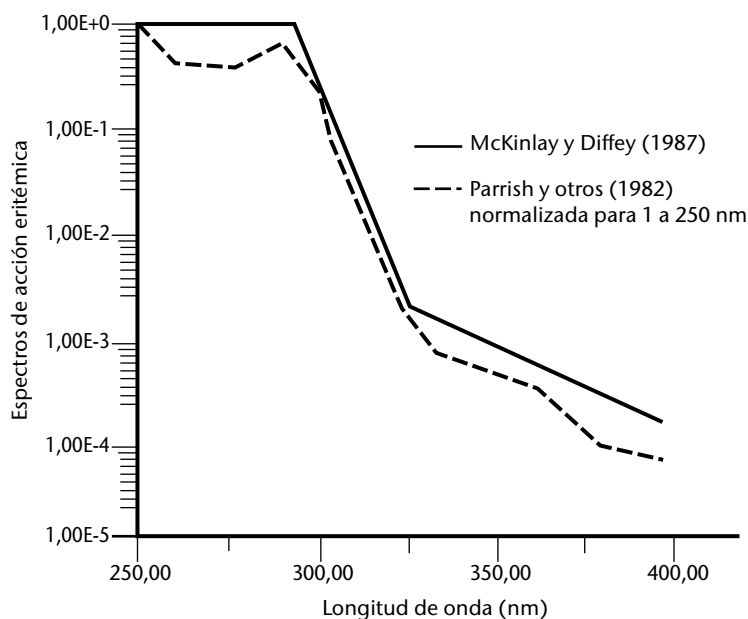


Figura 7.4. Curvas eritémicas

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 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 $0,012 \text{ nm K}^{-1}$ aproximadamente la longitud de onda central en filtros muy estrechos (<1 nm).

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)

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 cuadradas 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.

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 ($\lambda = 325$ 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

Para obtener más información, visítese <https://cie.co.at/e-ilv>.

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	Φ_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	ε	$\varepsilon = \frac{M_\varepsilon}{M_{\varepsilon=1}}$	$\varepsilon = 1$ para un cuerpo negro
Absortancia	α	$\alpha = \frac{\Phi_a}{\Phi_i}$	Φ_a y Φ_i son los flujos radiantes absorbido e incidente, respectivamente
Reflectancia	ρ	$\rho = \frac{\Phi_r}{\Phi_i}$	Φ_r es el flujo radiante reflejado
Transmitancia	τ	$\tau = \frac{\Phi_t}{\Phi_i}$	Φ_t es el flujo radiante transmitido a través de una capa o una superficie
Profundidad óptica	δ	$\tau = e^{-\delta}$	En la atmósfera se define en la vertical. El espesor óptico oblicuo es igual a $\delta/\cos \theta$, donde θ es el ángulo cenital aparente.

ANEXO 7.B. MAGNITUDES METEOROLÓGICAS, SÍMBOLOS Y DEFINICIONES DE RADIACIÓN

Magnitud	Símbolo	Relación	Definiciones y comentarios	Unidades
Radiación descendente	Φ_{\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 ^b	W m ⁻²
	E_{\downarrow}	$E_{\downarrow} = E_{g\downarrow} + E_{r\downarrow}$	" Irradiancia descendente	W m ⁻²
	L_{\downarrow}	$L_{\downarrow} = L_{g\downarrow} + L_{r\downarrow}$	" Radiancia descendente	W m ⁻² sr ⁻¹
	H_{\downarrow}	$H_{\downarrow} = H_{g\downarrow} + H_{r\downarrow}$ (g = global) (l = onda larga)	" Exposición radiante descendente para un intervalo de tiempo determinado	J m ⁻² por intervalo de tiempo
Radiación ascendente	Φ_{\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 ⁻²
	E_{\uparrow}	$E_{\uparrow} = E_{r\uparrow} + E_{l\uparrow}$	" Irradiancia ascendente	W m ⁻²
	L_{\uparrow}	$L_{\uparrow} = L_{r\uparrow} + L_{l\uparrow}$	" Radiancia ascendente	W m ⁻² sr ⁻¹
	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 ⁻² por intervalo de tiempo
Radiación global	E_s_{\downarrow}	$E_s_{\downarrow} = E \cos \theta_{\odot} + E_{d\downarrow}$	Irradiancia hemisférica sobre una superficie horizontal (θ_{\odot} = ángulo cenital solar aparente) ^c	W m ⁻²
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	Φ^* 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	$E = E_0\tau$ $\tau = e^{-\delta/\cos\theta_\odot}$	τ = transmitancia atmosférica δ = profundidad óptica (vertical)	$W\ m^{-2}$
Constante solar	E_0		Irradiancia solar, normalizada a la distancia media Sol-Tierra	$W\ m^{-2}$

Notas:

- a Pueden utilizarse los símbolos - o + en lugar de \downarrow o \uparrow (por ejemplo $\Phi^* = \Phi\uparrow$).
- b 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 Φ /superficie.
- c En el caso de superficies inclinadas, θ_\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 W m^{-2} de la RRM y, en condiciones estables de cielo despejado y soleado con irradiancias directas superiores a 700 W m^{-2} , es previsible que el 95 % de las mediciones individuales de irradiancia solar directa esté dentro de un margen de 4 W m^{-2} de la irradiancia. El Centro Radiométrico Mundial de Davos será el encargado de mantener el 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 W m^{-2} del GNM y, en condiciones estables de cielo despejado y soleado con irradiancias directas superiores a 700 W m^{-2} , es previsible que el 95 % de las mediciones individuales de irradiancia solar directa esté dentro de un margen de 6 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 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 W m^{-2} , es previsible que el 95 % de las mediciones individuales de irradiancia solar directa esté dentro de un margen de 20 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 Mundiales

Davos	(Suiza)
San Petersburgo (véase la nota)	(Federación de Rusia)

Centros Radiométricos Regionales

Región I (África):

El Cairo	(Egipto)
Jartum	(Sudán)
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 (Hungria)
Davos (Suiza)
San Petersburgo (Federación de Rusia)
Norrköping (Suecia)
Toulouse/Carpentras (Francia)
Uccle (Bélgica)
Lindenberg (Alemania)

Nota: El centro de San Petesburgo funciona principalmente como Centro Mundial de Datos de Radiación.

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) = $280,460 + 0,9856474 \cdot n$ ($0 \leq L < 360^\circ$);
- g (anomalía media) = $357,528 + 0,9856003 \cdot n$ ($0 \leq g < 360^\circ$);
- l (longitud eclíptica) = $L + 1,915 \cdot \sin(g) + 0,020 \cdot \sin(2g)$ ($0 \leq l < 360^\circ$);
- ep (oblicuidad de la eclíptica) = $23,439 - 0,0000004 \cdot n$ (grados).

Conviene señalar que, según las instrucciones, deberían añadirse o restarse todos los múltiplos de 360° 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:

$$\tan(ra) = \cos(ep) \cdot \sin(l) / \cos(l)$$

$$\sin(dec) = \sin(ep) \cdot \sin(l)$$

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:

$$\sin(az) = -\cos(dec) \cdot \sin(ha) / \cos(el)$$

$$\cos(az) = (\sin(dec) - \sin(el) \cdot \sin(lat)) / (\cos(el) \cdot \cos(lat))$$

donde el acimut es positivo a partir de 0° 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° :

$$r = 0^\circ,004\,52 P \tan z / (273 + T)$$

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° y altitudes inferiores a 15° 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:

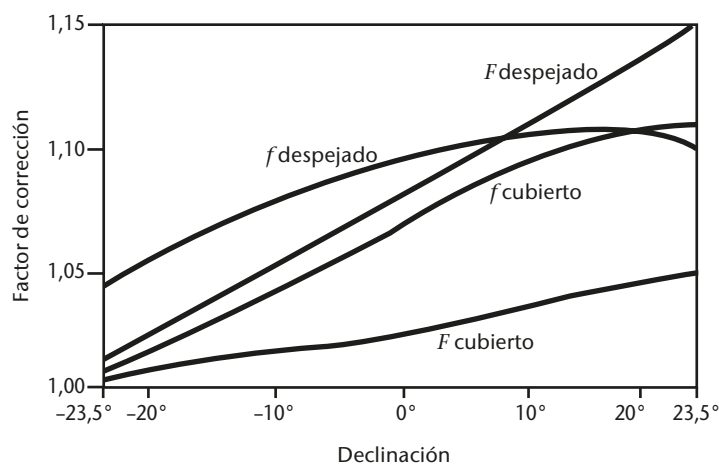
$$D_v \approx \frac{b}{r} \cos^3 \delta \int_{t_{\text{orto}}}^{t_{\text{ocaso}}} L(t) \cdot \sin h_{\odot}(t) dt$$

donde δ es la declinación del Sol; t es el ángulo horario del Sol; t_{orto} y t_{ocaso} son los ángulos horarios en el orto y en el ocaso, respectivamente, para un horizonte matemático (Φ es la latitud geográfica, $t_{\text{orto}} = -t_{\text{ocaso}}$ y $\cos t_{\text{orto}} = -\tan \Phi \cdot \tan \Phi$); $L(t)$ 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



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)

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 δ es la declinación del Sol; Φ es la latitud geográfica; y t_{orto} y t_{ocaso} son los ángulos horarios del Sol para el orto y el ocaso, respectivamente (véase más arriba una explicación detallada).

ANEXO 7.F. MARCO DE GOBERNANZA Y TRAZABILIDAD DE LA IRRADIANCIA ATMOSFÉRICA DE ONDA LARGA

Contiene el anexo a la Resolución 1 (CIMO-17)

De acuerdo con su mandato, en respuesta a la necesidad de normalizar las mediciones de la radiación atmosférica de onda larga, la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO) decide establecer un marco de gobernanza para el Grupo Mundial de Patrones de Radiación Infrarroja.

El marco de gobernanza comprende un grupo consultivo de, al menos, cinco expertos en mediciones de radiación atmosférica de onda larga, designados por el presidente de la CIMO para cada Comparación Internacional de Pirgeómetros, elegidos preferentemente entre los participantes en la comparación.

El líder de dicha comparación, nombrado por el Observatorio Físico y Meteorológico de Davos (PMOD), será invitado a participar en la reunión del grupo consultivo.

Las tareas del grupo consultivo incluyen, entre otras, las siguientes:

- a) examinar la situación y la estabilidad del Grupo Mundial de Patrones de Radiación Infrarroja, y evaluar su función como norma operativa para ofrecer una referencia de onda larga estable, sobre la base del análisis proporcionado por el Observatorio Físico y Meteorológico de Davos/Centro Radiométrico Mundial;
 - b) recomendar la actualización de los factores de calibración y los cambios en el Grupo Mundial de Patrones de Radiación Infrarroja, si procede;
 - c) garantizar la supervisión de la Comparación Internacional de Pirgeómetros, que se celebra cada cinco años junto con la Comparación Internacional de Pirheliómetros;
 - d) examinar los progresos alcanzados en el mantenimiento y la mejora de la trazabilidad con respecto al Sistema Internacional de Unidades (SI) y proporcionar asesoramiento en la materia;
 - e) comunicar sus conclusiones y recomendaciones al Grupo de Gestión de la CIMO.
-

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Bass, A.M. and R.J. Paur, 1985: The ultraviolet cross-sections of ozone: I. The Measurements. *Atmospheric Ozone* (C.S. Zerefos and A. Ghazi, eds.), Reidel, Dordrecht, pp. 606–610.
- Bernhard, G. and G. Seckmeyer, 1999: Uncertainty of measurements of spectral solar UV irradiance. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D12):14321–14345.
- Bodhaine, B.A., N.B. Wood, E.G. Dutton and J.R. Slusser, 1999: On Rayleigh optical depth calculations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16:1854–1861.
- Cordero R.R., G. Seckmeyer, A. Damiani, F. Labbe and D. Laroze, 2013: Monte Carlo-based uncertainties of surface UV estimates from models and from spectroradiometers. *Metrologia*, 50(5):L1–L5.
- Cordero R.R., G. Seckmeyer, D. Pissulla, L. DaSilva and F. Labbe, 2008: Uncertainty evaluation of spectral UV irradiance measurements. *Measurement Science and Technology*, 19(4):1–15.
- Dehne, K., 1980: Vorschlag zur standardisierten Reduktion der Daten verschiedener nationaler Himmelsstrahlungs-Messnetze. *Annalen der Meteorologie* (Neue Folge), 16:57–59.
- Drummond, A.J., 1956: On the measurement of sky radiation. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, 7:413–436.
- Forgan, B.W., 1996: A new method for calibrating reference and field pyranometers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13:638–645.
- Frouin, R., P.-Y. Deschamps and P. Lecomte, 1990: Determination from space of atmospheric total water vapour amounts by differential absorption near 940 nm: Theory and airborne verification. *Journal of Applied Meteorology*, 29:448–460.
- International Commission on Illumination, 1987: *Methods of Characterizing Illuminance Meters and Luminance Meters*, CIE 69-1987. Vienna.
- , 1994: *Guide to Recommended Practice of Daylight Measurement*, CIE 108-1994. Vienna.
- International Electrotechnical Commission, 1987: *International Electrotechnical Vocabulary*, Chapter 845: Lighting, IEC 60050-845. Geneva.
- International Organization for Standardization, 1990a: *Solar Energy – Specification and Classification of Instruments for Measuring Hemispherical Solar and Direct Solar Radiation*, ISO 9060:1990. Geneva.
- , 1990b: *Solar Energy – Calibration of Field Pyrheliometers by Comparison to a Reference Pyrheliometer*, ISO 9059:1990. Geneva.
- , 1990c: *Solar Energy – Field Pyranometers – Recommended Practice for Use*, ISO/TR 9901:1990. Geneva.
- , 1992: *Solar Energy – Calibration of Field Pyranometers by Comparison to a Reference Pyranometer*, ISO 9847:1992. Geneva.
- , 1993: *Solar Energy – Calibration of a Pyranometer Using a Pyrheliometer*, ISO 9846:1993. Geneva.
- International Organization for Standardization/International Electrotechnical Commission, 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. Geneva. (equivalent to: Joint Committee for Guides in Metrology, 2008: *Evaluation of Measurement Data – Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*, JCGM 100:2008, Corrected in 2010).
- Kerr, J.B. and T.C. McElroy, 1993: Evidence for large upward trends of ultraviolet-B radiation linked to ozone depletion. *Science*, 262:1032–1034.
- Le Baron, B.A., W.A. Peterson and I. Dirmhirn, 1980: Corrections for diffuse irradiance measured with shadowbands. *Solar Energy*, 25:1–13.
- McKinlay, A.F. and B.L. Diffey, 1987: A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. In: *Human Exposure to Ultraviolet Radiation: Risks and Regulations* (W.F. Passchier and B.F.M. Bosnjakovic, eds.), Elsevier, Amsterdam, pp. 83–87.
- Michalsky, J.J., 1988a: The astronomical almanac's algorithm for approximate solar position (1950–2050). *Solar Energy*, 40(3):227–235.
- , 1988b: Errata. The astronomical almanac's algorithm for approximate solar position (1950–2050). *Solar Energy*, 41(1):113.
- Parrish, J.A., K.F. Jaenicke and R.R. Anderson, 1982: Erythema and melanogenesis action spectra of normal human skin. *Photochemistry and Photobiology*, 36:187–191.
- Rüedi, I., 2001: *International Pyrheliometer Comparison IPC-IX, Results and Symposium*. MeteoSwiss Working Report No. 197, Davos and Zurich.
- Schneider, W., G.K. Moortgat, G.S. Tyndall and J.P. Burrows, 1987: Absorption cross-sections of NO₂ in the UV and visible region (200–700 nm) at 298 K. *Journal of Photochemistry and Photobiology, A: Chemistry*, 40:195–217.
- United States Naval Observatory, 1993: *The Astronomical Almanac*, Nautical Almanac Office, Washington DC.

- Vigroux, E., 1953: Contribution à l'étude expérimentale de l'absorption de l'ozone. *Annales de Physique*, 8:709–762.
- Webb, A.R., B.G. Gardiner, M. Blumthaler and P. Foster, 1994: A laboratory investigation of two ultraviolet spectroradiometers. *Photochemistry and Photobiology*, 60(1):84–90.
- World Meteorological Organization, 1986: *Revised Instruction Manual on Radiation Instruments and Measurements*. World Climate Research Programme Publications Series No. 7 (WMO/TD-No. 149). Geneva.
- , 1993: *Report of the Second Meeting of the Ozone Research Managers of the Parties to the Vienna Convention for the Protection of the Ozone Layer* (Geneva, 10–12 March 1993). WMO Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 32. Geneva.
- , 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). Geneva.
- , 1999a: *Guidelines for Site Quality Control of UV Monitoring*. Global Atmosphere Watch Report No. 126 (WMO/TD-No. 884). Geneva.
- , 1999b: *Report of the LAP/COST/WMO Intercomparison of Erythemal Radiometers* (Thessaloniki, Greece, 13–23 September 1999). Global Atmosphere Watch Report No. 141 (WMO/TD-No. 1051). Geneva.
- , 2001: *Instruments to Measure Solar Ultraviolet Radiation. Part 1: Spectral Instruments*. Global Atmosphere Watch Report No. 125 (WMO/TD-No. 1066). Geneva.
- , 2003: *Quality Assurance in Monitoring Solar Ultraviolet Radiation: the State of the Art*. Global Atmosphere Watch Report No. 146 (WMO/TD-No. 1180). Geneva.
- , 2005a: *Baseline Surface Radiation Network (BSRN): Operations Manual* (WMO/TD-No. 1274). Geneva.
- , 2005b: *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). Geneva.
- , 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). Geneva.
- , 2010a: *Instruments to Measure Solar Ultraviolet Radiation – Part 3: Multi-channel Filter Instruments*. Global Atmosphere Watch Report No. 190 (WMO/TD-No. 1537). Geneva.
- , 2010b: *Instruments to Measure Solar Ultraviolet Radiation – Part 4: Array Spectroradiometers*. Global Atmosphere Watch Report No. 191 (WMO/TD-No. 1538). Geneva.
- , 2011: *Data Quality Objectives (DQO) for Solar Ultraviolet Radiation Measurements – Part I* (Addendum to *Quality Assurance in Monitoring Solar Ultraviolet Radiation: State of the Art*, GAW Report No. 146). Global Atmosphere Watch Report No. 198. Geneva.
- , 2014: *Standard Operating Procedures (SOPs) for Spectral Instruments Measuring Spectral Solar Ultraviolet Irradiance*. Global Atmosphere Watch Report No. 212. Geneva.
-

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 el inciso 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⁻² (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⁻², que fue finalmente propuesto como umbral de la irradiancia solar directa para determinar la duración efectiva de la insolación¹. 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 (secciones 7.2 y 7.2.1.3) del presente volumen).

8.1.1 Definición

En OMM (2010)² 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⁻².

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.

¹ Recomendación 10 (CIMO-VIII), aprobada por la CIMO en su octava reunión (1981).

² Recomendación 16 (CIMO-X), aprobada por la CIMO en su décima reunión (1989).

8.1.3 Requisitos meteorológicos

Los requisitos sobre el rendimiento se indican en el capítulo 1 del presente volumen. 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 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 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 el inciso 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 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 el inciso 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 recomendado³, 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 el inciso 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 $\Delta V > 0$.

³ 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 (secciones 7.2 y 7.2.1.3) del presente volumen). 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 ζ 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 del presente volumen). 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) *in situ*. 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.

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

En el cuadro siguiente se resumen los requisitos y las características principales de un heliógrafo de Campbell-Stokes de la versión HRP.

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.

- b) 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⁻² (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° 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 (anexo 1.D) del presente volumen) 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 optoelectrónicos, y mediante programas informáticos en los sistemas piranométricos).
- e) Si se utilizan dispositivos optoelectrónicos 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 el inciso 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 el inciso 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 ΣSD 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 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 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 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 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 MEIT, 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 $I(n) = (60 + n) \text{ W m}^{-2}$ 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 : $I_m(h_k) = (60 + n_k) \text{ W m}^{-2}$. 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 $5 \text{ W m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. 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 Oliviéri (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 (anexo 7.D) del presente volumen)
- 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 (anexo 7.D) del presente volumen.

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° 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. *Journal of Climate*, 3:296–308.
- Baumgartner, T., 1979: Die Schwellenintensität des Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes an wolkenlosen Tagen. *Arbeitsberichte der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt*, No. 84, Zürich.
- Bider, M., 1958: Über die Genauigkeit der Registrierungen des Sonnenscheinautographen Campbell-Stokes. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, 9(2):199–230.
- Coulson, K.L., 1975: *Solar and Terrestrial Radiation. Methods and Measurements*. Academic Press, New York, pp. 215–233.
- Dyson, P., 2003: *Investigation of the Uncertainty of Sunshine Duration in the Solar and Terrestrial Radiation Network*. Instrument Test Report 674, Commonwealth Bureau of Meteorology.
- Foster, N.B. and L.W. Foscett, 1953: A photoelectric sunshine recorder. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 34:212–215.
- Golchert, H.J., 1981: Mittlere Monatliche Global-strahlungsverteilungen in der Bundesrepublik Deutschland. *Meteorologische Rundschau*, 34:143–151.
- Hameed, S. and I. Pittalwala, 1989: An investigation of the instrumental effects on the historical sunshine record of the United States. *Journal of Climate*, 2:101–104.
- Hinssen, Y.B.L. and W.H. Knap, 2007: Comparison of pyranometric and pyr heliometric methods for the determination of sunshine duration. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(5):835–846.
- Ikeda, K., T. Aoshima and Y. Miyake, 1986: Development of a new sunshine-duration meter. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 64(6):987–993.
- Jaenicke, R. and F. Kasten, 1978: Estimation of atmospheric turbidity from the burned traces of the Campbell-Stokes sunshine recorder. *Applied Optics*, 17:2617–2621.
- Morel, J.-P., E. Vuerich, J. Olivieri and S. Mevel, 2012: Sunshine duration measurements using the Carpentras method. Baseline Surface Radiation Network meeting, Postdam, Germany, 1–3 August 2012.
- Painter, H.E., 1981: The performance of a Campbell-Stokes sunshine recorder compared with a simultaneous record of normal incidence irradiance. *The Meteorological Magazine*, 110:102–109.
- Slob, W.H. and W.A.A. Monna, 1991: *Bepaling van een directe en diffuse straling en van zonnenschijnduur uit 10-minuutwaarden van de globale straling*. KNMI TR136, de Bilt.
- Sonntag, D. and K. Behrens, 1992: Ermittlung der Sonnenscheindauer aus pyranometrisch gemessenen Bestrahlungsstärken der Global- und Himmelsstrahlung. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, No. 181.
- Stanghellini, C., 1981: A simple method for evaluating sunshine duration by cloudiness observations. *Journal of Applied Meteorology*, 20:320–323.
- World Meteorological Organization, 1962: *Abridged Final Report of the Third Session of the Commission for Instruments and Methods of Observation* (WMO-No. 116, R.P. 48). Geneva.
- , 1982: *Abridged Final Report of the Eighth Session of the Commission for Instruments and Methods of Observation* (WMO-No. 590). Geneva.
- , 1984a: Diffuse solar radiation measured by the shade ring method improved by a new correction formula (K. Dehne). Paper presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Cost-effective Meteorological Observations (TECEMO). Instruments and Observing Methods Report No. 15. Geneva.
- , 1984b: A new sunshine duration sensor (P. Lindner). Paper presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Cost-effective Meteorological Observations (TECEMO). Instruments and Observing Methods Report No. 15. Geneva.
- , 1985: Dependence on threshold solar irradiance of measured sunshine duration (K. Dehne). Paper 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). Geneva.
- , 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). Geneva.
- , 1990: *Abridged Final Report of the Tenth Session of the Commission for Instruments and Methods of Observation* (WMO-No. 727). Geneva.

- , 1998: Sunshine duration measurement using a pyranometer (J.C. Oliviéri). Paper 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). Geneva.
- , 2012: Updating and development of methods for worldwide accurate measurements of sunshine duration (E. Vuerich, J.P. Morel, S. Mevel, J. Oliviéri). 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. Geneva.
- , 2015 (updated in 2017): *Manual on the Global Observing System* (WMO-No. 544), Volume I. Geneva.
-

CAPÍTULO 9. MEDICIÓN DE LA VISIBILIDAD

9.1 GENERALIDADES

9.1.1 Definiciones

La visibilidad se ha definido tradicionalmente 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).

Alcance óptico meteorológico. 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. El flujo luminoso se evalúa por medio de la función de luminosidad fotométrica de la Comisión Internacional de Iluminación (CIE), la cual describe la sensibilidad espectral media de la percepción visual humana del brillo de una fuente luminosa (véase el inciso 9.1.4).

Visibilidad, visibilidad meteorológica (durante el día) y visibilidad meteorológica durante la noche¹. 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).

Alcance visual (meteorológico). 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).

Luz del aire. 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) **Flujo luminoso** (símbolo: F (o Φ), unidad: lumen): magnitud que se obtiene a partir del flujo radiante, evaluando la radiación con arreglo a su acción sobre el observador fotométrico estándar de la CIE.
- b) **Intensidad luminosa** (símbolo: I , unidad: candela o lúmenes por estereorradián): flujo luminoso por unidad de ángulo sólido.

¹ 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) **Luminancia** (símbolo: L , unidad: candelas por metro cuadrado): intensidad luminosa por unidad de superficie.
- d) **Iluminancia** (símbolo: E , unidad: lux o lúmenes por metro cuadrado): flujo luminoso por unidad de superficie.

Coefficiente de extinción (símbolo σ). Indica el grado de reducción del flujo luminoso de 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.

Contraste de luminancia (símbolo C). Cociente de la diferencia entre la luminancia de un objeto y su fondo, y la luminancia del fondo.

Umbral de contraste (símbolo ε). 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.

Umbral de iluminancia (símbolo E_t). Mínima iluminancia, en el ojo, para la detección de focos luminosos puntuales en un fondo de luminancia especificada. Por lo tanto, el valor E_t , varía según las condiciones de iluminación.

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 transmisorómetro). En este último caso, T se multiplica a menudo por 100 y se expresa en porcentaje.

Aeródromo. 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, 2016).

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, la distancia de medición puede ser más restringida en otras aplicaciones. Así ocurre con la aviación civil, donde el límite superior puede ser de 10 km. Esta distancia 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 se requiere una distancia que varía de 50 m o menos a 2 000 m o más y se calcula a partir del MOR, utilizando, entre otras variables, la intensidad luminosa de la pista y la luminancia de fondo (véase el capítulo 2 del volumen III de la presente guía). 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 del volumen III de la presente guía).

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 IEC (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 ϵ . 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 ϵ 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 del presente volumen, se proporcionan los requisitos de incertidumbre para el MOR, el alcance visual en pista y la luminancia de fondo.

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 el inciso 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 "... para 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 %. 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 fovea retiniana (la parte central más sensible de la retina). La fovea permite distinguir detalles finos y colores en estas condiciones de adaptación.

En el caso de visión fotópica (visión por medio de la fovea), la eficiencia luminosa relativa del ojo varía con la longitud de onda de la luz incidente. La eficiencia luminosa del ojo en la visión fotópica presenta un máximo para la longitud de onda de 555 nm. La curva de respuesta para la eficiencia relativa del ojo en las diversas longitudes de onda del espectro visible puede establecerse tomando como valor de referencia la eficiencia 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 fovea). 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 eficiencia luminosa corresponde a una longitud de onda de 507 nm.

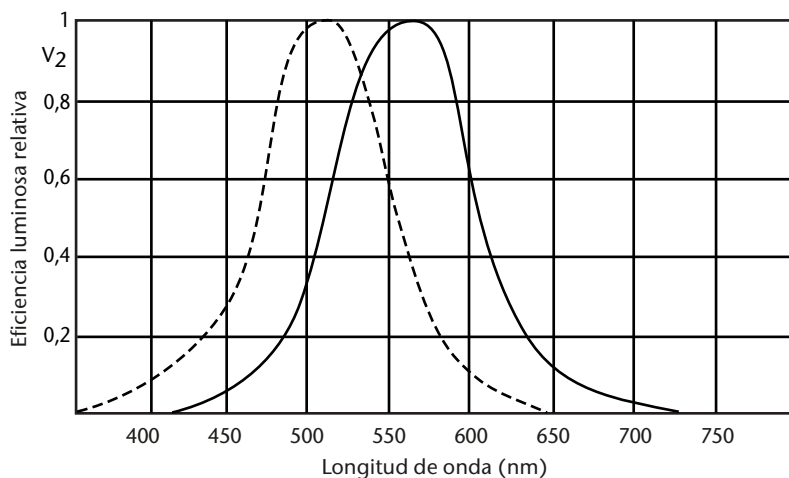


Figura 9.1. Eficiencia luminosa relativa del ojo humano para la radiación monocromática. La línea continua indica la visión durante el día, mientras que la línea de puntos se refiere a la visión nocturna.

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, F_0 es el flujo para $x = 0$ y σ es el coeficiente de extinción por unidad de longitud. 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, $T = 0,05$, y con $x = P$, donde P indica el MOR, entonces 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:

$$C = \frac{L_b - L_o}{L_o} \quad (9.8)$$

donde L_h es la luminancia del horizonte y L_o 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 ($L_o = 0$) 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 (σ). 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 el inciso 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, mástiles, 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 durante la evaluación de la visibilidad.

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 de las prácticas de codificación que se apliquen en el 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° .

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> ($E_t = 10^{-6,7}$)
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> ($E_t = 10^{-6,7}$)
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 entre el observador y los objetos.

Analizando 1 000 mediciones, Middleton (1952) llegó a la conclusión de que el umbral medio de relación de contraste en un grupo de diez jóvenes aviadores entrenados como observadores meteorológicos era de 0,033, con un intervalo, 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. La variación intercuartílica 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 del inciso 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. La variación intercuartílica 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).

9.2.6 **Uso de cámaras**

En ocasiones, se utilizan sistemas de cámaras para asistir a un observador en la evaluación de la visibilidad de una zona bloqueada por edificios o para realizar observaciones de visibilidad en un lugar remoto. Se está desarrollando la capacidad para determinar de manera automática la presencia de niebla y para estimar la visibilidad a partir de imágenes de cámaras. Esto no es de extrañar, ya que la disponibilidad y la calidad de las cámaras (web) ha aumentado, los costos de estos sistemas han disminuido y las imágenes pueden distribuirse con facilidad en Internet. Además, las técnicas de procesamiento de imágenes están evolucionando y son de fácil acceso. Se han puesto en práctica diversas técnicas que se utilizan, por ejemplo, para determinar si los objetos a distancias conocidas son visibles mediante la evaluación de la presencia de bordes o la reducción del contraste. En otras técnicas se emplean los parámetros estadísticos de una imagen, como los gradientes o el análisis de Fourier, y se los relaciona con la visibilidad, o se utilizan los resultados de los métodos de mejora de la imagen, como el *dehazing* para eliminar la degradación de la imagen. Estas técnicas pueden aplicarse a imágenes individuales, o a dos imágenes de la misma escena obtenidas con dos cámaras ubicadas a diferentes distancias, o a una imagen con relación a (un conjunto de) imágenes de referencia en condiciones atmosféricas específicas. El uso de estas técnicas suele restringirse a las horas del día y su aplicación debe ajustarse a las imágenes o escenas de un lugar específico (véase, por ejemplo, OMM, 2016).

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 la intensidad de la luz dispersada en direcciones específicas por un pequeño volumen de aire, a partir de lo cual se deriva el coeficiente de dispersión; 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 que utilizan una fuente luminosa y un fotodetector para detectar el haz de luz dispersado y atenuado.

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, 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 intervalo de mayor precisión, proporciona una aproximación muy buena al MOR real.

Existen dos tipos de transmisómetros:

- a) 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;
- b) aquellos en que el transmisor y el receptor se encuentran en la misma unidad, reflejándose la luz emitida por un espejo o retrorreflector remoto a una distancia conocida que es igual a la mitad de la línea de base (dado que 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 intervalo de valores del MOR que deba medirse y las aplicaciones a las que estén destinadas las mediciones.

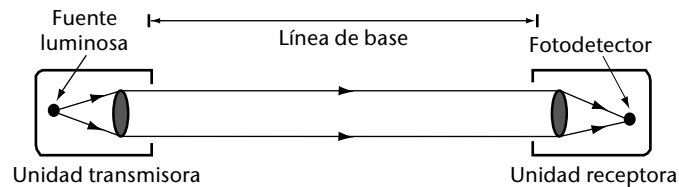


Figura 9.2. Transmisómetro de doble extremo

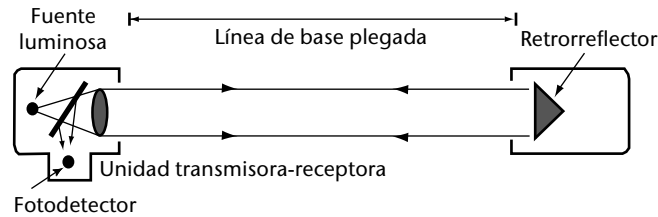


Figura 9.3. Transmisómetro de un solo extremo

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 espectro de mediciones del MOR. En general, se acepta que este espectro 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 espectro más amplio (véanse el inciso 9.3.6 y OMM, 1992b).

Otro perfeccionamiento del principio de medición con transmisómetros consiste en utilizar dos receptores o retroreflectores a diferentes distancias para ampliar el límite inferior (línea de base corta) y el límite superior (línea de base larga) del espectro 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 descrita en los párrafos sobre nefobasímetros láser, en el capítulo 15 del presente volumen, puede emplearse para obtener 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 β , y del factor de transmisión T , de modo que:

$$S(x) \sim S_0 \cdot 1/x^2 \cdot \beta(x) \cdot T^2 \text{ donde } T = \int -\sigma(x) dx \quad (9.15)$$

En caso de que la atmósfera presente un horizonte homogéneo, β y σ son constantes y el coeficiente de extinción σ 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 dependen 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 calcular 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 calcule 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 en las cuales la dispersión ofrece la mejor estimación del coeficiente de dispersión en todas las condiciones. 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 Φ_v es el flujo que penetra en el volumen de aire V e $I(\phi)$ es la intensidad de la luz dispersada en dirección ϕ 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 todas las condiciones.

En estos instrumentos se utilizan tres métodos de medición: retrodispersión, dispersión frontal y dispersión integrada en un ángulo de gran apertura:

- a) *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 que el 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.

- b) *Dispersión frontal*: La cantidad de luz dispersada por partículas pequeñas (aerosoles, gotitas) depende del ángulo. Es más, esa dependencia del ángulo está determinada por la composición química (por ejemplo, la concentración de sal), el tipo de núcleo (arena, polvo) y el tamaño y la forma de las partículas. En consecuencia, debería elegirse un ángulo de dispersión de manera que se reduzca la dependencia del ángulo al mínimo y que sea representativa del coeficiente de dispersión. Varios autores han mostrado que el mejor ángulo es el comprendido entre 20° y 50° (Van de Hulst, 1957; Barteneva, 1960; Kneizys y otros, 1983; Jia y Lü, 2014). Por lo tanto, los instrumentos comprenden un transmisor y un receptor; el ángulo entre los haces es de 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. Los instrumentos que determinan el MOR sobre la base del principio de dispersión frontal se denominan instrumentos de medición de la dispersión frontal o medidores de dispersión frontal.
- 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

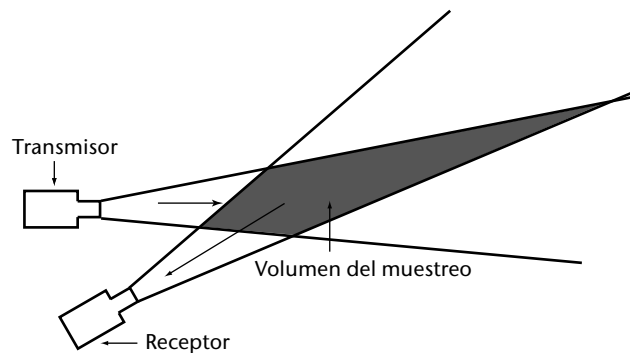


Figura 9.4. Medidor de visibilidad que mide la retrodispersión

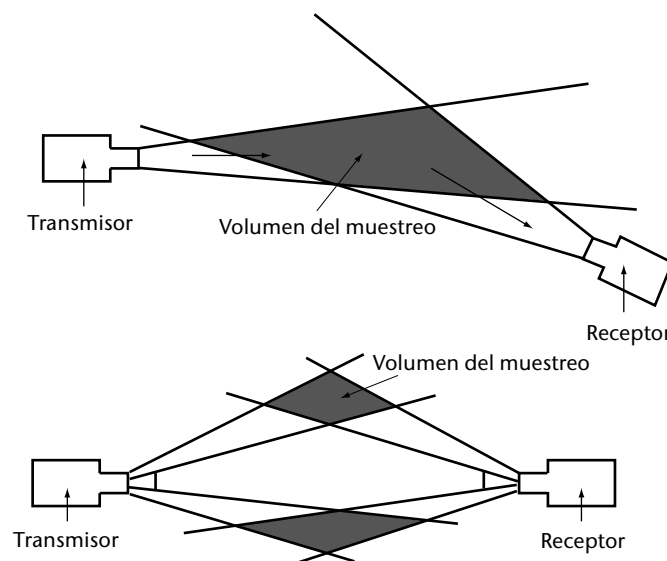


Figura 9.5. Dos configuraciones de medidor de visibilidad que mide la dispersión frontal

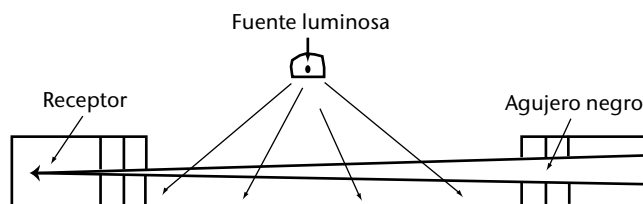


Figura 9.6. Medidor de visibilidad que mide la luz dispersada en un ángulo de gran apertura

sobre un ángulo amplio. Aunque, en teoría, tal instrumento debería proporcionar una mejor estimación del coeficiente de dispersión que otro que mida un pequeño espectro 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.

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 de sus superficies ópticas 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 medidores de dispersión frontal deberían instalarse de modo que el sol no se encuentre en el campo de visión óptico del receptor en ningún momento del día. Por lo general, se logra bien montándolo con un eje óptico norte-sur (a $\pm 45^\circ$) con el receptor en posición horizontal y apuntando en dirección opuesta al ecuador para latitudes de hasta 50° , o bien utilizando un sistema de pantallas o deflectores. Los medidores de dispersión frontal deberían también alinearse de modo que se evite la presencia de objetos reflectores en el campo de visión óptico del receptor.

Para fines aeronáuticos, las mediciones han de ser representativas de las condiciones del aeródromo o a lo largo de toda la pista. Tales condiciones, que se refieren más concretamente a las operaciones en los aeródromos, se describen en el capítulo 2 del volumen III de la presente guía.

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. Algunos transmisómetros modernos pueden ajustar automáticamente la alineación para compensar esta situación.

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.

9.3.5.1 **Mantenimiento**

En la mayoría de los transmisómetros, las superficies ópticas deben limpiarse regularmente. Por lo tanto, debe planificarse un servicio frecuente, 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 y en la cubierta protectora 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. Los transmisómetros modernos y los medidores de dispersión frontal controlan si hay contaminación en la lente óptica o en la ventanilla, y generan avisos y errores cuando la contaminación alcanza un umbral determinado. Algunos instrumentos efectúan una corrección para tener en cuenta la contaminación de la ventanilla.

La medición del MOR a través de un medidor de dispersión frontal se ve afectada por la presencia de telarañas o incluso un solo hilo de seda de araña en el volumen de medición. Los insectos voladores, que suelen pulular cerca del atardecer cuando el tiempo está en calma, pueden afectar a la señal de dispersión. Como resultado, el medidor de dispersión frontal comunica valores del MOR artificialmente bajos. La reducción del MOR de un medidor de dispersión frontal causada por las telarañas y los insectos voladores puede ser muy grande, mientras que estos factores apenas afectan al MOR que se obtiene mediante un transmisómetro. Algunos medidores de dispersión frontal filtran la señal sin procesar para detectar los picos inducidos por los insectos voladores (OMM, 2012). Sin embargo, debe procurarse que no se eliminen los picos resultantes de las partículas o las gotas, ya que este filtrado genera valores de MOR más elevados que pueden dar lugar a problemas de seguridad.

En el cuadro 9.3 se resumen las principales fuentes de error y las medidas recomendadas en cada caso para los transmisómetros, mientras que en el cuadro 9.4 se resumen las correspondientes a los medidores de dispersión frontal.

Cuadro 9.3. Transmisómetros: fuentes de error y medidas

<i>Fuente de error</i>	<i>Medida</i>
Contaminantes atmosféricos depositados en superficies ópticas	<ol style="list-style-type: none"> 1. Funciones de autodiagnóstico del instrumento: algoritmos de medición de la contaminación y de compensación de la contaminación incorporados en el programa informático del instrumento 2. Mantenimiento preventivo: limpieza periódica de acuerdo con las instrucciones del fabricante 3. Mantenimiento reactivo: limpieza según sea necesario
Inestabilidad de la electrónica del sistema	Verificación periódica de la calibración, mediante un conjunto de filtros graduados de atenuación en condiciones estables y de gran visibilidad. Ajuste de la configuración del instrumento, si fuera necesario, de conformidad con las instrucciones del fabricante
Acumulación de nieve o hielo en las superficies cercanas al trayecto de medición óptica	Medida preventiva: instalación de calefactores en los cabezales de los instrumentos y en las cubiertas protectoras
Envejecimiento de la fuente luminosa del transmisor o centrado incorrecto de las lámparas	<ol style="list-style-type: none"> 1. Funciones de autodiagnóstico del instrumento: medición de la intensidad de las fuentes luminosas y mensajes de aviso de envejecimiento 2. Mantenimiento preventivo/reactivo: reemplazo de la fuente luminosa del transmisor, si fuera necesario 3. Uso del asistente de alineación automática, si está disponible
Insuficiente rigidez y estabilidad de los soportes del transmisor y del receptor y efectos de congelación o deshielo del suelo y tensión térmica	Verificación periódica de la calibración, utilizando un conjunto de filtros graduados de atenuación en condiciones estables y de gran visibilidad. Ajuste de la configuración del instrumento, si fuera necesario, de conformidad con las instrucciones del fabricante
Transmisión remota del coeficiente de extinción en forma de señal de corriente de baja intensidad que puede estar sujeta a la interferencia de los campos electromagnéticos (un problema presente sobre todo en los aeródromos)	Menor propensión de los formatos de señales digitales a las interferencias que los formatos de señales analógicas
Error de calibración debido a que la calibración o el ajuste se realizan cuando la visibilidad es baja, o en condiciones atmosféricas inestables que afectan al coeficiente de extinción	Calibración y ajuste de conformidad con las instrucciones del fabricante
Alineación incorrecta de transmisores y receptores	Uso del asistente de alineación automática, si está disponible
Perturbación cuando el sol está cerca del horizonte, o debido a reflexiones provenientes de las superficies adyacentes	Instalación y orientación de conformidad con las instrucciones del fabricante

Cuadro 9.4. Medidores de dispersión frontal: fuentes de error y medidas

<i>Fuente de error</i>	<i>Medida</i>
Contaminantes atmosféricos depositados en superficies ópticas o compensación incorrecta de esta contaminación	<ol style="list-style-type: none"> 1. Funciones de autodiagnóstico del instrumento: algoritmos de medición de la contaminación y de compensación de la contaminación incorporados en el programa informático del instrumento 2. Características de diseño: geometría de dispersión orientada hacia abajo y cubierta protectora sobre el cabezal de los instrumentos que protegen mejor la óptica y permiten intervalos más prolongados entre un mantenimiento y otro 3. Mantenimiento preventivo: limpieza periódica de acuerdo con las instrucciones del fabricante 4. Mantenimiento reactivo: limpieza según sea necesario
Inestabilidad de la electrónica del sistema	Verificación periódica de la calibración, utilizando placas de dispersión (también conocidas como unidades de calibración de medidores de dispersión) que reproducen condiciones de niebla definidas. Ajuste de la configuración del instrumento, si fuera necesario, de conformidad con las instrucciones del fabricante
Acumulación de nieve o hielo en las superficies cercanas al trayecto de medición óptica	Medida preventiva: instalación de calefactores en los cabezales de los instrumentos y en las cubiertas protectoras
Envejecimiento de la fuente luminosa del transmisor	<ol style="list-style-type: none"> 1. Funciones de autodiagnóstico del instrumento: medición de la intensidad de la fuente luminosa y mensajes de aviso de envejecimiento 2. Mantenimiento preventivo/reactivo: reemplazo de la fuente luminosa del transmisor, si fuera necesario
Fuente luminosa que no se encuentra en longitudes de onda visibles	Característica de diseño que se tiene en cuenta durante la verificación de la calibración con el transmisómetro
Condiciones atmosféricas (por ejemplo, lluvia, nieve, cristales de hielo, arena, contaminantes atmosféricos locales) que dan un coeficiente de dispersión diferente del coeficiente de extinción	<ol style="list-style-type: none"> 1. Característica de diseño: ángulo de dispersión optimizado 2. Discriminación y corrección conforme a las condiciones atmosféricas
Absorción adicional por arena, polvo y humo que afecta a la visibilidad y su medición	Discriminación y corrección para tener en cuenta la absorción o aplicación del factor de calibración obtenido para estas condiciones
Error de calibración debido a que la calibración o el ajuste se realizan cuando la visibilidad es baja, o en condiciones atmosféricas inestables que afectan al coeficiente de extinción	Calibración y ajuste de conformidad con las instrucciones del fabricante
Procedimientos incorrectos de calibración o ajuste, o bien uso de placas de dispersión incorrectas o dañadas	Calibración y ajuste de conformidad con las instrucciones del fabricante
Perturbación cuando el Sol está cerca del horizonte, o debido a reflexiones provenientes de las superficies adyacentes	Instalación y orientación de conformidad con las instrucciones del fabricante
Perturbación causada por telarañas, o incluso un solo hilo de seda de araña, e insectos voladores en el volumen de medición	<ol style="list-style-type: none"> 1. Mantenimiento preventivo: limpieza periódica de conformidad con las instrucciones del fabricante 2. Mantenimiento reactivo: limpieza según sea necesario 3. Discriminación y corrección para tener en cuenta picos en la señal dispersada debido a la presencia de insectos voladores

9.3.5.2 **Calibración**

La calibración debe verificarse periódicamente (por lo general, se realiza cuando hay muy buena visibilidad, es decir, de más de 10 o 15 km), y el instrumento debe calibrarse y ajustarse cuando sea necesario. Hay que evitar errores de calibraciones debido a las condiciones atmosféricas. Cuando, por ejemplo, hay fuertes corrientes ascendentes, o después de una lluvia intensa, se producen variaciones considerables del coeficiente de extinción en la capa de aire cercana al suelo; si se utilizan varios transmisómetros en el lugar (en el caso de los aeródromos), se observa una dispersión en sus mediciones. En tales condiciones no debe realizarse la calibración.

Un transmisómetro puede calibrarse mediante una comparación directa con la distancia a la que un observador puede ver determinados objetos y luces de intensidad conocida. La observación debe ser lo más cercana posible al MOR, ya que el MOR se utiliza para la conversión a fin de obtener la transmitancia. La calibración también puede realizarse directamente utilizando filtros ópticos de densidad neutra que tengan trazabilidad.

La calibración de los instrumentos basados en la medición del coeficiente de dispersión, también conocidos como dispersómetros, no puede realizarse directamente. La calibración de los medidores de la dispersión frontal ha de ser trazable y verificable con respecto a un transmisómetro patrón, cuya exactitud haya sido verificada para el intervalo de valores operativos deseado (OACI, 2016). Para la calibración de un medidor de dispersión, se insertan placas ópticas (unidad de calibración del medidor de la dispersión) en el volumen de medición, en una posición fija, que simule un valor definido de MOR. Estas unidades son específicas y son suministradas por el fabricante del instrumento. Por lo general, solo se proporcionan unidades de calibración correspondientes a un valor MOR bajo que, en combinación con el bloqueo del receptor (valor MOR alto), pueden utilizarse para realizar una calibración de dos puntos.

Las unidades de calibración del medidor de dispersión son susceptibles a cambios con el tiempo debido a la contaminación y al envejecimiento, por lo que deberían verificarse y calibrarse inicialmente al recibirlas y después de manera periódica. Para ello, se envían las placas a un centro de pruebas adecuado equipado con las referencias de visibilidad pertinentes y una cadena de calibración trazable. En algunos casos, el fabricante puede ofrecer un servicio de calibración equivalente para las unidades de calibración que suministren ellos mismos.

Conforme a la sección 9.4.3 de OACI (2005) sobre instrumentos de referencia para la visibilidad: una referencia "ideal" es un conjunto de instrumentos con, al menos, dos transmisómetros (idealmente utilizando dos líneas de base distintas) y dos medidores de dispersión frontal que manifiesten valores de mediana con un sesgo inferior al 5 % al compararse con los transmisómetros.

En el centro de calibración de instrumentos para medir la visibilidad, debería verificarse el funcionamiento de la unidad de calibración de medidores de dispersión respecto de un medidor de dispersión frontal de referencia conocido y, si fuera necesario, debería recalibrarse con un nuevo coeficiente.

Allí, los medidores de dispersión frontal de referencia conocidos a su vez se calibran periódicamente con respecto a una unidad de calibración de medidores de dispersión de referencia y se cotejan sistemáticamente con los transmisómetros de referencia durante episodios de baja visibilidad. En caso de un sesgo superior a un umbral definido (5 % para la OACI), la unidad de calibración de medidores de dispersión de referencia se recalibra con un nuevo coeficiente. Los transmisómetros de referencia también deben calibrarse periódicamente. Esto puede hacerse con respecto a observaciones humanas o utilizando un conjunto de filtros ópticos de densidad neutra. Por ejemplo, en OMM (2006), se presenta una cadena de calibración y de referencia para la visibilidad. La cadena de calibración resultante se describe en la figura 9.7.

La comparación de los medidores de dispersión frontal y los transmisómetros debería realizarse cuidadosamente con datos validados. La comparación entre los dispersómetros y los transmisómetros debería realizarse durante períodos de baja visibilidad, ya que una unidad de

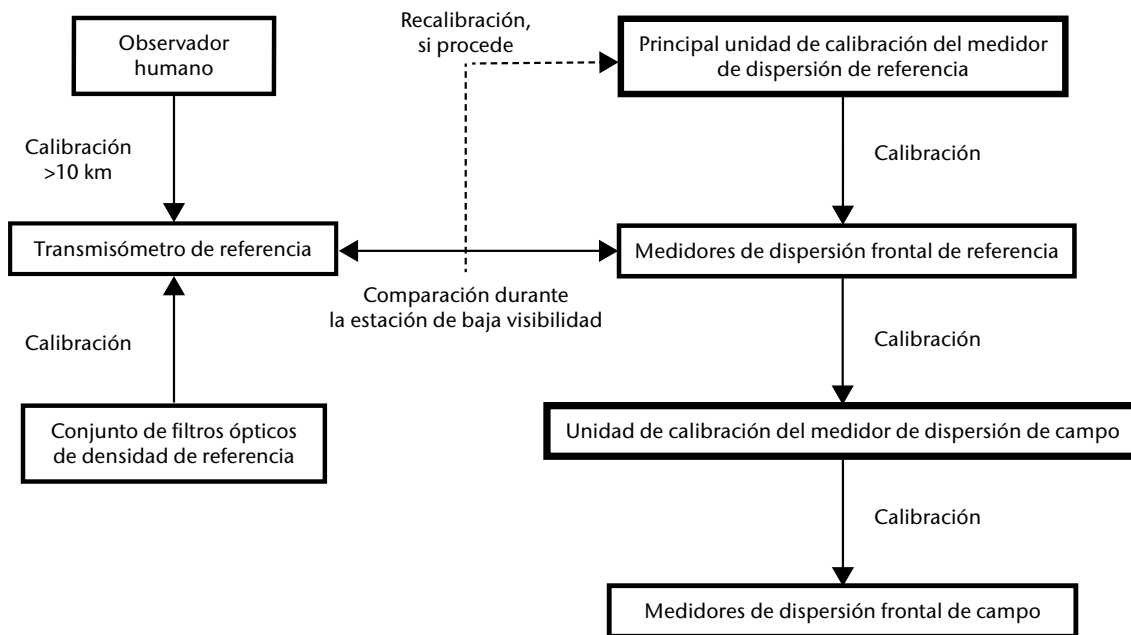


Figura 9.7. Cadena de calibración de la medición de la visibilidad con dispersómetros

calibración de medidores de dispersión suele simular estas condiciones. Además, la precisión de los transmisómetros de referencia es muy buena cuando la visibilidad es menor y los valores de baja visibilidad son esenciales para la aviación.

Los datos de los episodios de solo niebla deberían conservarse y los episodios que incluyan precipitaciones (lluvia, nieve) deben excluirse. La razón se indicó en el inciso 9.1.4: 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.

Por último, como se explica en OACI (2005), al comparar los instrumentos, es necesario comprobar la homogeneidad de la niebla. En caso de nieblas no homogéneas, esto puede perturbar en gran medida la relación de distribución del MOR del instrumento. Por lo tanto, tales períodos deben determinarse y excluirse del análisis de datos.

Obsérvese que también pueden considerarse valores de visibilidad más altos en la comparación de los medidores de dispersión frontal y los transmisómetros, siempre que el transmisómetro pueda servir de referencia. Esta ampliación del intervalo del MOR también sirve para comprobar la linealidad y la calibración de dos puntos de los medidores de dispersión frontal para un intervalo de visibilidad mayor.

9.3.6 **Estimaciones de la exactitud de las mediciones del alcance óptico meteorológico**

9.3.6.1 **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 frontales 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.

9.3.6.2 *Exactitud de los transmisómetros*

Las principales fuentes de error en las mediciones de los transmisómetros se indican en el cuadro 9.3 del inciso 9.3.5.1. 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 9.8 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

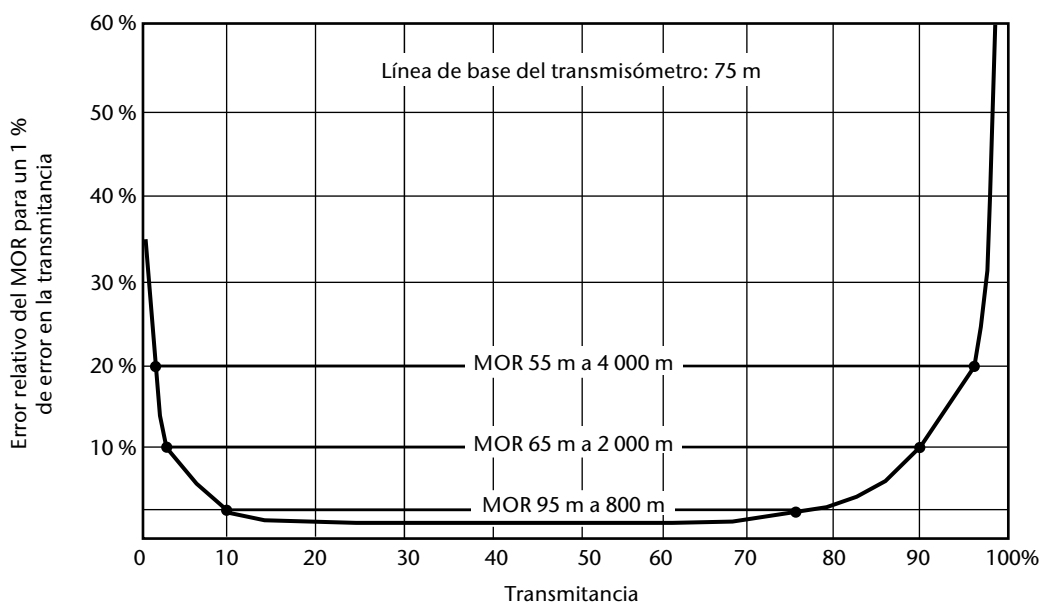


Figura 9.8. Error en las mediciones del MOR en función de un 1 % de error en la transmitancia

inferior del espectro de medición del MOR. El ejemplo mostrado por la curva indica el límite del espectro de medición si se acepta un error del 5 %, 10 % o 20 % en cada extremo del espectro 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 e 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 espectro 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 espectro 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.

9.3.6.3 ***Exactitud de los dispersómetros frontales***

Las principales fuentes de error en las mediciones del MOR con dispersómetros frontales se indican en el cuadro 9.4 del inciso 9.3.5.1.

Los resultados de la Primera Intercomparación de Mediciones de Visibilidad de la OMM (OMM, 1990) muestran que a valores reducidos del MOR, los dispersómetros frontales son generalmente menos exactos que los transmisómetros y presentan mayor variabilidad en sus lecturas. También hay pruebas de que los dispersómetros frontales, como clase, resultan más afectados por la precipitación que los transmisómetros. Sin embargo, los mejores dispersómetros frontales muestran poca o ninguna susceptibilidad a la precipitación y proporcionan estimaciones del MOR con una desviación típica de alrededor del 10 % en un espectro aproximado del MOR de 100 m a 50 km. Casi todos los dispersómetros frontales de la Intercomparación presentaron un error sistemático importante en parte de su espectro de medición. Los dispersómetros frontales mostraron muy poca susceptibilidad a la contaminación de sus sistemas ópticos.

Se puede consultar información general sobre las diferencias entre dispersómetros frontales y transmisómetros en OMM (1992b).

9.3.6.4 ***Exactitud de los telefotómetros y medidores de extinción visual***

Resulta difícil realizar las mediciones visuales basadas en el coeficiente de extinción. 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.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Barteneva, O.D., 1960: Scattering functions of light in the atmospheric boundary layer. *Izv. Akad. Nauk SSR, Ser. Geofiz. [Bull. Acad. Sci. USSR, Geophysics Series]*, 12:1237–1244.
- International Civil Aviation Organization, 2005: *Manual of Runway Visual Range Observing and Reporting Practices*. Doc 9328, AN/908. Third edition. Montreal, ICAO.
- , 2016: *Annex 3 to the Convention on International Civil Aviation – Meteorological Service for International Air Navigation*. Nineteenth edition. Montreal, ICAO.
- International Electrotechnical Commission, 1987: *International Electrotechnical Vocabulary*, Chapter 845: Lighting, IEC 60050-845. Geneva.
- International Organization for Standardization, 2012: *Air Quality – Environmental Meteorology – Part 1: Ground-based Remote Sensing of Visual Range by Lidar*. ISO 28902-1:2012. Geneva.
- Jia S.-J. and D.-R. Lü, 2014: Optimal forward-scattering angles of atmospheric aerosols in North China. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 7(3):236–242.
- Klett, J.D., 1985: Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Applied Optics*, 24(11):1638–1643.
- Kneizys, F.X., E.P. Shettle, W.O. Gallery, J.H. Chetwynd, L.W. Abreu, J.E.A. Selby, S.A. Clough and R.W. Fenn, 1983: Atmospheric Transmittance/Radiance: Computer Code LOWTRAN 6, Appendix D. AFGL-TR-83-0187, Environmental Research Papers No. 846. Air Force Geophysics Laboratory, Massachusetts.
- Middleton, W.E.K., 1952: *Vision Through the Atmosphere*. Toronto, University of Toronto Press.
- Sheppard, B.E., 1983: Adaptation to MOR. Preprints of the Fifth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation (Toronto, 11–15 April 1983), pp. 226–269.
- Van de Hulst, H.C., 1957: *Light Scattering by Small Particles*. New York, Wiley & Sons (repr. Dover Books on Physics, 1981).
- World Meteorological Organization, 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). Geneva.
- , 1992a: *International Meteorological Vocabulary* (WMO-No. 182). Geneva.
- , 1992b: *Visibility Measuring Instruments: Differences between Scatterometers and Transmissometers* (J.P. van der Meulen) (WMO/TD-No. 462). Paper 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. Geneva.
- , 2006: *KNMI Visibility Standard for Calibration of Scatterometers* (H. Bloemink) (WMO/TD-No. 1354). Paper presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-2006) (Geneva, Switzerland, 4–6 December 2006). Instruments and Observing Methods Report No. 94. Geneva.
- , 2012: Filtering of insect reduced MOR measurements by a forward scatter sensor (W. Wauben). Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2012) (Brussels 16–18 October 2012). Instruments and Observing Methods Report No. 109. Geneva.
- , 2014: *Guide to Meteorological Observing and Information Distribution Systems for Aviation Weather Services* (WMO-No. 731). Geneva.
- , 2016: Exploration of fog detection and visibility estimation from camera images (W. Wauben and M. Roth). Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2016) (Madrid, 27–30 September 2016). Instruments and Observing Methods Report No. 125. Geneva.
-

CAPÍTULO 10. MEDICIÓN DE LA EVAPORACIÓN

10.1 GENERALIDADES

10.1.1 Definiciones

El *Glosario Hidrológico Internacional* (OMM/Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura, 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, 2015). 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 del presente volumen. 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 ± 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 m². 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 m² 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 cm² 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 cm².

10.3.3 **Tanque ruso de 20 m²**

De forma cilíndrica y con fondo plano, este tanque tiene una superficie de 20 m², 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 cinco veces su altura, y a diez 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 rociones 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 adhiriera 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 m², 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, 2015). 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:

$$\lambda(T) = 1\,000 \cdot (2\,501 - 2,38 \cdot T) \quad [\text{J}/\text{kg}]$$

Densidad del agua:

$$\rho = 1\,000 \quad [\text{kg}/\text{m}^3]$$

Radiación global (total en 24 horas):

$$Q \quad [\text{J}/\text{m}^2]$$

Temperatura del aire (promedio de 24 horas):

$$T \quad [^\circ\text{C}]$$

Evaporación diaria de referencia de la vegetación¹:

$$E_r = \frac{1\,000 \cdot 0,65 \cdot \delta(T)}{\{\delta(T) + \gamma(T)\} \cdot \rho \cdot \lambda(T)} \cdot Q \quad [\text{mm}]$$

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

¹ La constante 1 000 se aplica para la conversión de metros a milímetros; la constante 0,65 es una constante empírica típica.

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 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, The Hague.
- World Meteorological Organization, 1966: *Measurement and Estimation of Evaporation and Evapotranspiration*. Technical Note No. 83 (WMO-No. 201, TP. 105). Geneva.
- , 1971: *Problems of Evaporation Assessment in the Water Balance* (C.E. Hounam). WMO/IHD Report No. 13 (WMO-No. 285). Geneva.
- , 1973: *Atmospheric Vapour Flux Computations for Hydrological Purposes* (J.P. Peixoto). WMO/IHD Report No. 20 (WMO-No. 357). Geneva.
- , 1976: *The CIMO International Evaporimeter Comparisons* (WMO-No. 449). Geneva.
- , 1977: *Hydrological Application of Atmospheric Vapour-Flux Analyses* (E.M. Rasmusson). Operational Hydrology Report No. 11 (WMO-No. 476). Geneva.
- , 1985: *Casebook on Operational Assessment of Areal Evaporation*. Operational Hydrology Report No. 22 (WMO-No. 635). Geneva.
- , 1992: *International Meteorological Vocabulary* (WMO-No. 182). Geneva.
- , 1997: *Estimation of Areal Evapotranspiration*. Technical Reports in Hydrology and Water Resources No. 56 (WMO/TD-No. 785). Geneva.
- , 2008: *Guide to Hydrological Practices* (WMO-No. 168), Volumes I and II. Geneva.
- , 2015 (updated in 2017): *Manual on the Global Observing System* (WMO-No. 544), Volume I. Geneva.
- World Meteorological Organization/United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, 2012: *International Glossary of Hydrology* (WMO-No. 385). Geneva.
-

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 del volumen IV 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, θ_g , definido como:

$$\theta_g = M_{\text{agua}} / M_{\text{suelo}} \quad (11.1)$$

donde M_{agua} es la masa de agua contenida en la muestra de suelo y M_{suelo} es la masa de suelo seco contenida en la muestra. En meteorología, los valores de θ_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, θ_v , se define como sigue:

$$\theta_v = V_{\text{agua}}/V_{\text{muestra}} \quad (11.2)$$

donde V_{agua} es el volumen de agua contenido en la muestra de suelo y V_{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 (m^3/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 ρ_b es la densidad aparente del suelo seco y ρ_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 ψ_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 ψ_z es el potencial gravitacional basado en la elevación por encima del nivel medio del mar; ψ_m es el potencial matricial, es decir, el efecto de succión debido a la atracción del agua por la matriz del suelo; ψ_o es el potencial osmótico, debido a los efectos energéticos de los solutos en el agua; y ψ_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, ψ_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 ψ_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, ψ_o necesita una membrana semipermeable para inducir el flujo, y ψ_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 (m^3 de agua/ 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, J kg^{-1}). Alternativamente, la energía por unidad de volumen (en julios por metro cúbico, 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 J/kg para suelos orgánicos hasta -100 J/kg para suelos arcillosos pesados. Puede asignarse un valor de -10 J/kg ($\text{pF} \approx 2$) 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 $-1,5 \text{ MPa}$ ($\text{pF} = 4,2$). 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 del presente volumen). 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 θ_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 ± 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, θ_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 θ_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 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 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:

$$\theta_{v,\text{pedregoso}} = \theta_{g,\text{fino}} (\rho_b / \rho_w) (1 + M_{\text{pedras}} / M_{\text{fino}}) \quad (11.6)$$

donde $\theta_{v,\text{pedregoso}}$ es el contenido volumétrico de agua aparente del suelo que contiene piedras o gravilla y M_{pedras} y M_{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 a 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_{suelo} es el recuento de neutrones termalizados detectados en el suelo y C_{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_{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_{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 diez 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 ε 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 (≈ 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 relleno. 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 σ^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) σ^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 m², 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 (incisos 5.6.2 y 5.6.3) del volumen IV de la presente guía, 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.

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

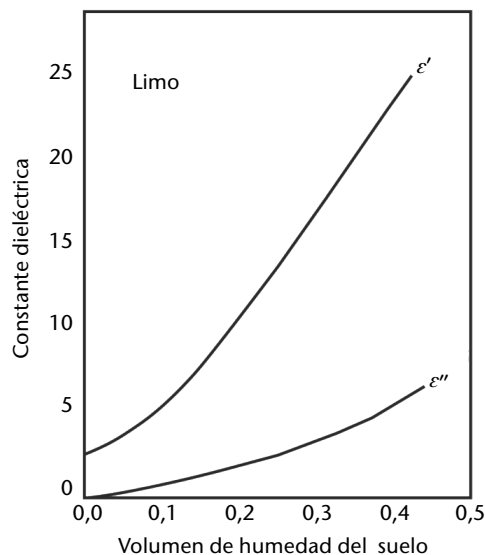


Figura 11.1. Relación entre la constante dieléctrica compleja (ϵ' y ϵ'' son magnitudes de las partes real e imaginaria, respectivamente) y la humedad volumétrica del suelo para suelos limosos a una frecuencia de 5 GHz (según Hallikainen y otros, 1985)

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 (1978 a 1987), el generador de imágenes de microondas de sensor especial (desde 1987), el instrumento de la Misión de medición de lluvias tropicales (desde 1997) y, más recientemente, los radiómetros de exploración 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 radiómetro de microondas con exploración multicanal (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

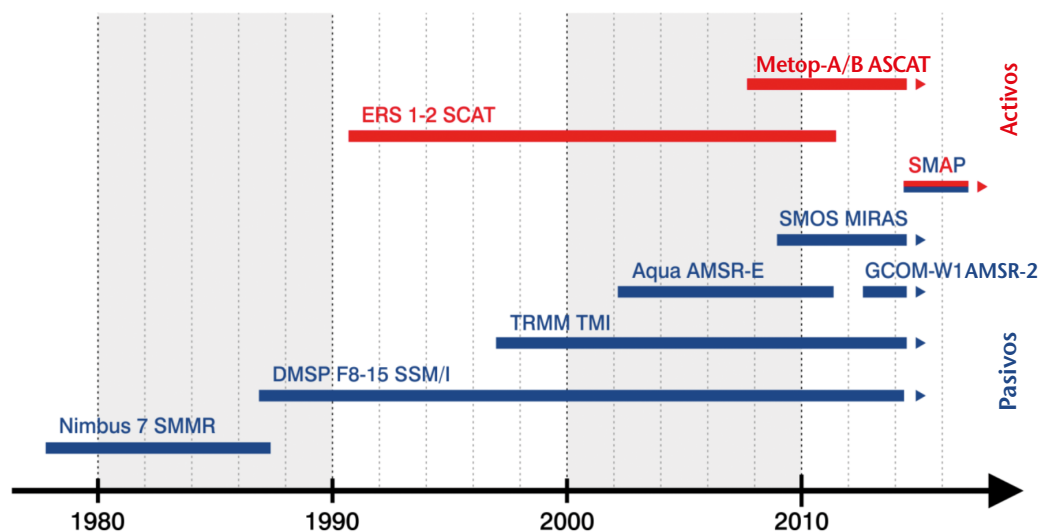


Figura 11.2. Sensores de microondas activos y pasivos empleados para la recuperación de la humedad del suelo

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 (σ^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 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 ***Radars de abertura sintética***

Los radares de abertura 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 abertura. El sistema SAR aprovecha el movimiento por la pista del vehículo portador para simular una abertura 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 (ESA) (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 (SMOS) de la ESA 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 abertura (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 dos a tres días.

La misión de mediciones activas y pasivas de la humedad del suelo (SMAP), a cargo de la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio de Estados Unidos (NASA), se puso en marcha 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 abertura 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 de la Universidad Libre de Ámsterdam (VUA)-NASA, desarrollado por la VUA y la NASA y basado en el modelo de recuperación de parámetros de la tierra 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 ESA (<https://earth.esa.int/eogateway/missions/smos/data>).

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 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 la Universidad Técnica de Viena pueden consultarse gratuitamente en el sitio web de la Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos (EUMETSAT; <https://navigator.eumetsat.int/product/EO:EUM:DAT:METOP:SOMO25>).

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

<i>Referencia del producto</i>	<i>SMOS</i>	<i>AMSR-E</i>	<i>ASCAT</i>
Satélite			
Nombre	SMOS	Aqua	MetOp-A/B
Organismos	ESA/CNES ^a /CDTI ^b	NASA	EUMETSAT/ESA
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
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)
Sensor			
Nombre	MIRAS	AMSR-E	ASCAT
Tipo	Radiómetro de abertura sintética	Radiómetro multifrecuencia de abertura real	Dispersómetro de abertura real
Franja	1 000 km	1 450 km	2 × 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 × 43 km a 6,9 GHz	25 y 50 km
Cobertura mundial diaria	~82 %	~90 %	~82 %
Recuperación			
Nombre del modelo	L-MEB	Modelo de recuperación de parámetros de la tierra	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

<i>Referencia del producto</i>	<i>SMOS</i>	<i>AMSR-E</i>	<i>ASCAT</i>
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
Producto			
Cantidad objetivo	Humedad volumétrica del suelo	Humedad volumétrica del suelo	Grado de saturación
Unidades	m ³ m ⁻³	m ³ m ⁻³	0 a 1 o %
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, 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 ΔT 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. and P.A. Londra, 1998: Comparison of empirical equations for temperature correction of gypsum sensors. *Agronomy Journal*, 90:441–443.
- Albergel, C., P. de Rosnay, C. Gruhier, J. Muñoz-Sabater, S. Hasenauer, L. Isaksen, Y. Kerr and W. Wagner, 2012: Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based in situ observations. *Remote Sensing of Environment*, 118:215–226.
- Anderson, M.C., J.M. Norman, G.R. Diak, W.P. Kustas and J.R. Mecikalski, 1997: A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 60:195–216.
- Anderson, M.C., J.M. Norman, J.R. Mecikalski, J.A. Otkin and 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. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D10117).
- Attema, E.P.W., 1991: The Active Microwave Instrument on-board the ERS-1 satellite. *Proceedings of the IEEE*, 79(6):791–799.
- Attema, E., P. Bargellini, P. Edwards, G. Levrini, S. Lokas, L. Moeller, B. Rosich-Tell, P. Secchi, R. Torres, M. Davidson and P. Snoeij, 2007: Sentinel-1: The radar mission for GMES operational land and sea services. *ESA Bulletin*, 131:10–17.
- Bircher, S., N. Skou, K.H. Jensen, J.P. Walker and L. Rasmussen, 2011: A soil moisture and temperature network for SMOS validation in Western Denmark. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 8:9961–10006.
- Brocca, L., R. Morbidelli, F. Melone and T. Moramarco, 2007: Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. *Journal of Hydrology*, 333(2–4):356–373.
- Brunini, O. and G.W. Thurtell, 1982: An improved thermocouple hygrometer for in situ measurements of soil water potential. *Soil Science Society of America Journal*, 46:900–904.
- Campbell, D.J. and J.K. Henshall, 2001: Bulk density. In: *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* (K.A. Smith and C.E. Mullins, eds.), Marcel Dekker, New York, pp. 315–348.
- Carlson, T.N., R.R. Gillies and 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. *Remote Sensing Reviews*, 9:161–173.
- Deardorff, J.W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83:1889–1904.
- De Jeu, R.A.M., 2003: Retrieval of land surface parameters using passive microwave remote sensing. PhD Thesis, VU Amsterdam.
- Dirksen, C., 1999: *Soil Physics Measurements*. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany.
- Dirksen, C. and S. Dasberg, 1993: Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements. *Soil Science Society of America Journal*, 57:660–667.
- Dorigo, W.A., K. Scipal, R.M. Parinussa, Y.Y. Liu, W. Wagner, R.A.M. de Jeu and V. Naeimi, 2010: Error characterisation of global active and passive microwave soil moisture datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14:2605–2616.
- Dorigo, W.A., W. Wagner, R. Hohensinn, S. Hahn, C. Paulik, A. Xaver, A. Gruber, M. Drusch, S. Mecklenburg, P. van Oevelen, A. Robock and T. Jackson, 2011: The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15:1675–1698.
- Doubkova, M., A. Bartsch, C. Pathe, D. Sabel and W. Wagner, 2009: The medium resolution soil moisture dataset: Overview of the SHARE ESA DUE TIGER project. *2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium: Proceedings*, 1:116–119.
- Draper, C., R. Reichle, R. de Jeu, V. Naeimi, R. Parinussa and W. Wagner, 2013: Estimating root mean square errors in remotely sensed soil moisture over continental scale domains. *Remote Sensing of Environment*, 137:288–298.
- Drungil, C.E.C., K. Abt and T.J. Gish, 1989: Soil moisture determination in gravelly soils with time domain reflectometry. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineering*, 32:177–180.
- Famiglietti, J.S., D. Ryu, A.A. Berg, M. Rodell and T.J. Jackson, 2008: Field observations of soil moisture variability across scales. *Water Resources Research*, 44(1).
- Figa-Saldaña, J., J.J.W. Wilson, E. Attema, R. Gelsthorpe, M.R. Drinkwater and A. Stoffelen, 2002: The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 28(3):404–412.

- Friesen, J., C. Rodgers, P.G. Oguntunde, J.M.H. Hendrickx and 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. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(7):1995–2004.
- Gardner, C.M.K., D.A. Robinson, K. Blyth and J.D. Cooper, 2001: Soil water content. In: *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* (K.A. Smith and C.E. Mullins, eds.), Marcel Dekker, New York, pp. 1–64.
- Gardner, W.H. and C. Calissendorff, 1967: Gamma-ray and neutron attenuation measurement of soil bulk density and water content. *Proceedings of the Symposium on the Use of Isotope and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies* (Istanbul, 12–16 June 1967). International Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 101–112.
- Gee, G.W. and M.E. Dodson, 1981: Soil water content by microwave drying: A routine procedure. *Soil Science Society of America Journal*, 45:1234–1237.
- 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 and T. Holmes, 2011: An intercomparison of available soil moisture estimates from thermal infrared and passive microwave remote sensing and land surface modeling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D15107).
- Hallikainen, M., F. Ulaby, M. Dobson, M. El-Rayes and L.K. Wu, 1985: Microwave dielectric behavior of wet soil – Part 1: Empirical models and experimental observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 23:25–34.
- Hasenauer, S., W. Wagner, K. Scipal, V. Naeimi and Z. Bartalis, 2006: Implementation of near real-time soil moisture products in the SAF network based on MetOp ASCAT data. *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, 12–16 June 2006, Helsinki.
- Hornacek, M., W. Wagner, D. Sabel, H.-L. Truong, P. Snoeij, T. Hahmann, E. Diedrich and M. Doubkova, 2012: Potential for high resolution systematic global surface soil moisture retrieval via change detection using Sentinel-1. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observation and Remote Sensing*, 5(4):1303–1311.
- Idso, S.B., R.D. Jackson, R.J. Reginato and T.J. Schmugge, 1975: The utility of surface temperature measurements for the remote sensing of sun for soil water status. *Journal of Geophysical Research*, 80:3044–3049.
- Jackson, T.J., 1990: Laboratory evaluation of a field-portable dielectric/soil moisture probe. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28:241–245.
- Jackson, T.J. and T.J. Schmugge, 1989: Passive microwave remote sensing system for soil moisture: Some supporting research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 27:225–235.
- Jones, L.A. and J.S. Kimball, 2010: *Daily Global Land Surface Parameters Derived from AMSR-E*. Boulder, Colorado: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center (available from <https://nsidc.org/data/nsidc-0451/versions/3>).
- Jones, L.A., J.S. Kimball, E. Podest, K.C. McDonald, S.K. Chan and E.G. Njoku, 2009: A method for deriving land surface moisture, vegetation optical depth, and open water fraction from AMSR-E. *2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium: Proceedings*, III:916–919.
- 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 and S. Delwart, 2012: The SMOS soil moisture retrieval algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(5):1384–1403.
- Klute, A. (ed.), 1986: *Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods*. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, United States.
- Knight, J.H., 1992: Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resources Research*, 28:2345–2352.
- Liu, Y.Y., W.A. Dorigo, R.M. Parinussa, R.A.M. De Jeu, W. Wagner, M.F. McCabe, J.P. Evans and A.I.J.M van Dijk, 2012: Trend-preserving blending of passive and active microwave soil moisture retrievals. *Remote Sensing of Environment*, 123:280–297.
- 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 and J.P. Evans, 2011: Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15:425–436.
- Magagi, R.D. and Y.H. Kerr, 1997: Retrieval of soil moisture and vegetation characteristics by use of ERS-1 wind scatterometer over arid and semi-arid areas. *Journal of Hydrology*, 188–189:361–384.
- Marthaler, H.P., W. Vogelsanger, F. Richard and J.P. Wierenga, 1983: A pressure transducer for field tensiometers. *Soil Science Society of America Journal*, 47:624–627.

- Matgen, P., S. Heitz, S. Hasenauer, C. Hissler, L. Brocca, L. Hoffmann, W. Wagner and 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. *Hydrological Processes*, 26(15):2346–2359.
- Merrill, S.D. and S.L. Rawlins, 1972: Field measurement of soil water potential with thermocouple psychrometers. *Soil Science*, 113:102–109.
- Mullins, C.E., 2001: Matric potential. In: *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* (K.A. Smith and C.E. Mullins, eds.), Marcel Dekker, New York, pp. 65–93.
- Naeimi, V., K. Scipal, Z. Bartalis, S. Hasenauer and W. Wagner, 2009: An improved soil moisture retrieval algorithm for ERS and MetOp scatterometer observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(7):1999–2013.
- Njoku, E.G., 2004: *AMSR-E/Aqua L2B Surface Soil Moisture, Ancillary Params, & QC EASE-Grids, Version 2*. Boulder, Colorado: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center (available from https://doi.org/10.5067/AMSR-E/AE_LAND.002).
- Njoku, E.G., T.J. Jackson, V. Lakshmi, T.K. Chan and S.V. Nghiem, 2003: Soil moisture retrieval from AMSR-E. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2):215–229.
- Owe, M., R. de Jeu and T. Holmes, 2008: Multisensor historical climatology of satellite-derived global land surface moisture. *Journal of Geophysical Research*, 113(F01002).
- Owe, M., R. de Jeu and J. Walker, 2001: A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(8):1643–1654.
- Pathe, C., W. Wagner, D. Sabel, M. Doubkova and J. B. Basara, 2009: Using ENVISAT ASAR global mode data for surface soil moisture retrieval over Oklahoma, USA. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(2):468–480.
- Perrier, E.R. and A.W. Marsh, 1958: Performance characteristics of various electrical resistance units and gypsum materials. *Soil Science*, 86:140–147.
- Price, J.C., 1990: Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28(5):940–948.
- Pullianen, J.T., T. Manninen and M.T. Hallikainen, 1998: Application of ERS-1 wind scatterometer data to soil frost and soil moisture monitoring in boreal forest zone. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(3):849–863.
- Rawlins, S.L. and G.S. Campbell, 1986: Water potential: Thermocouple psychrometry. In: *Methods of Soil Analysis – Part 1: Physical and Mineralogical Methods* (A. Klute, ed.), American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, United States, pp. 597–618.
- Sandholt, I., K. Rasmussen and J. Andersen, 2002: A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of Environment*, 79(2–3):213–224.
- Schmugge, T.J., 1976: *Remote Sensing of Soil Moisture*. Doc. X-913-76-118, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- Schmugge, T.J., T.J. Jackson and H.L. McKim, 1980: Survey of methods for soil moisture determination. *Water Resources Research*, 16:961–979.
- Seneviratne, S.I., T. Corti, E.L. Davin, M. Hirschi, E.B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky and A.J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3–4):125–161.
- Su, C.-H., D. Ryu, R.I. Young, A.W. Western and W. Wagner, 2013: Inter-comparison of microwave satellite soil moisture retrievals over the Murrumbidgee Basin, southeast Australia. *Remote Sensing of Environment*, 134:1–11.
- Tanner, C.B. and R.J. Hanks, 1952: Moisture hysteresis in gypsum moisture blocks. *Soil Science Society of America Proceedings*, 16:48–51.
- Topp, G.C., J.L. Davis and A.P. Annan, 1980: Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16:574–582.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore and A.K. Fung, 1986: *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, Volume III. Artech House, Norwood, Massachusetts.
- Vachaud, G., A. Passerat De Silans, P. Balabanis and M. Vauclin, 1985: Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Science Society of America Journal*, 49(4):822–828.
- Van de Griend, A.A., P.J. Camillo and R.J. Gurney, 1985: Discrimination of soil physical parameters, thermal inertia and soil moisture from diurnal surface temperature fluctuations. *Water Resources Research*, 21:997–1009.

- Van doninck, J., J. Peters, B. De Baets, E. De Clercq, E. Ducheyne and N. Verhoest, 2011: The potential of multitemporal Aqua and Terra MODIS apparent thermal inertia as a soil moisture indicator. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(6):934–941.
- Verstraeten, W.W., F. Veroustraete, C.J. van der Sande, I. Grootaers and J. Feyen, 2006: Soil moisture retrieval using thermal inertia, determined with visible and thermal spaceborne data, validated for European forests. *Remote Sensing of Environment*, 101(3):299–314.
- Visvalingam, M. and J.D. Tandy, 1972: The neutron method for measuring soil moisture content: A review. *European Journal of Soil Science*, 23:499–511.
- Wagner, W., G. Lemoine and H. Rott, 1999: A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sensing of Environment*, 70(2):191–207.
- Wagner, W., C. Pathe, M. Doubkova, D. Sabel, A. Bartsch, S. Hasenauer, G. Blöschl, K. Scipal, J. Martínez-Fernández and A. Löw, 2008: Temporal stability of soil moisture and radar backscatter observed by the Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR). *Sensors*, 8(2):1174–1197.
- Wang, J.R. and T.J. Schmugge, 1980: An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-18(4): 288–295.
- Wellings, S.R., J.P. Bell and R.J. Raynor, 1985: *The Use of Gypsum Resistance Blocks for Measuring Soil Water Potential in the Field*. Report No. 92, Institute of Hydrology, Wallingford, United Kingdom.
- World Meteorological Organization, 1968: *Practical Soil Moisture Problems in Agriculture*. Technical Note No. 97 (WMO-No. 235, TP.128). Geneva.
- , 1989: *Land Management in Arid and Semi-arid Areas*. Technical Note No. 186 (WMO-No. 662). Geneva.
- , 2001: *Lecture Notes for Training Agricultural Meteorological Personnel* (J. Wieringa and J. Lomas) (WMO-No. 551). Geneva.
-

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 el *Vocabulario Meteorológico Internacional* (OMM-N° 182) y el *Manual del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM* (OMM-N° 1160):

Radiosonda. Instrumento destinado al transporte por globo con dispositivos sensibles a una o más variables meteorológicas (como la 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 de la velocidad y dirección 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 del [volumen III](#) de la presente 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 del presente volumen). 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 o Kelvin 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 0,980665 metros dinámicos. La relación entre la altura geopotencial y la altura geométrica se describe en 12.5.5.2. 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 aprobadas en virtud del [Reglamento Técnico](#) (OMM-N° 49), volumen I, apéndice A.

12.1.3 **Requisitos meteorológicos**

12.1.3.1 ***Datos de radiosondas para operaciones meteorológicas***

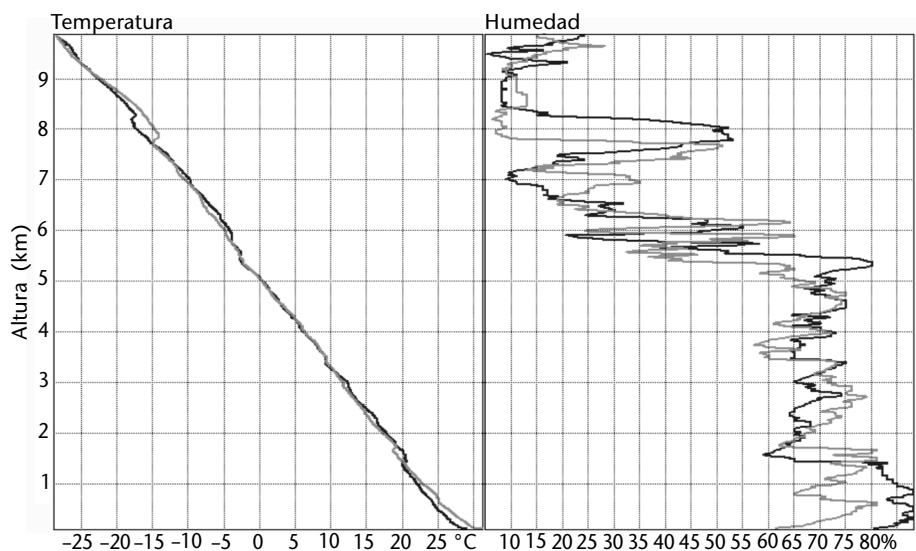
Las mediciones en altitud de la temperatura, del viento y de la humedad relativa son tres de las principales mediciones utilizadas en la inicialización de los análisis de los modelos de predicción numérica del tiempo (PNT) para la predicción meteorológica operativa. Las radiosondas proporcionan la mayoría 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 una cobertura 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 proporcionan mediciones sobre la tierra y los océanos a nivel de crucero. 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 PNT 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, viento y vapor de agua en la troposfera son sumamente importantes para toda clase de predicciones. 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.

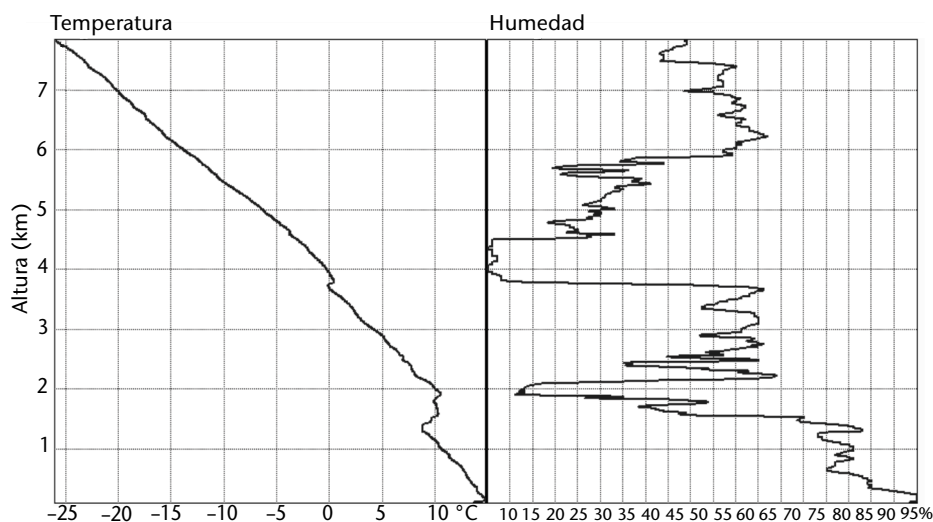
Las mediciones de alta resolución de la estructura vertical de la temperatura y de la humedad relativa son importantes para los estudios de contaminación ambiental (por ejemplo, para conocer el espesor de la capa límite atmosférica). Se necesita también esta elevada resolución vertical para calcular 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 sistemas (por ejemplo, la longitud de suspensión desde un globo). Los climatólogos preferirían



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

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, Gaffen, 1993). 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.

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

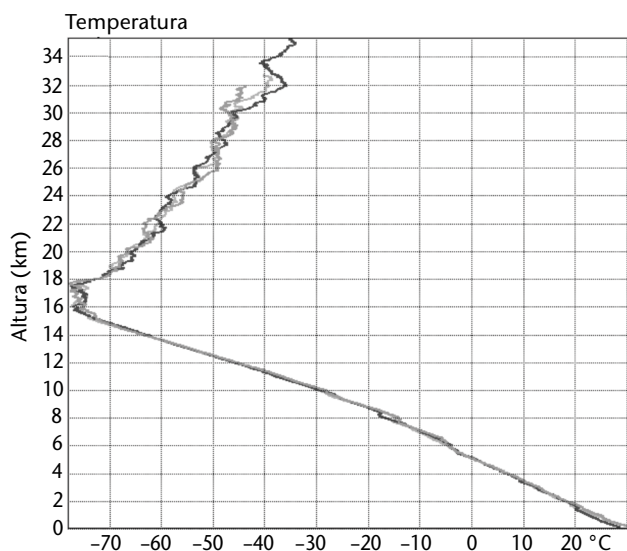
Los sistemas también deben mantener un funcionamiento seguro y continuo cuando se operan con lluvia intensa, alrededor de tormentas y en condiciones de fuerte engelamiento.

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 el 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 (Nash, 2015). 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.

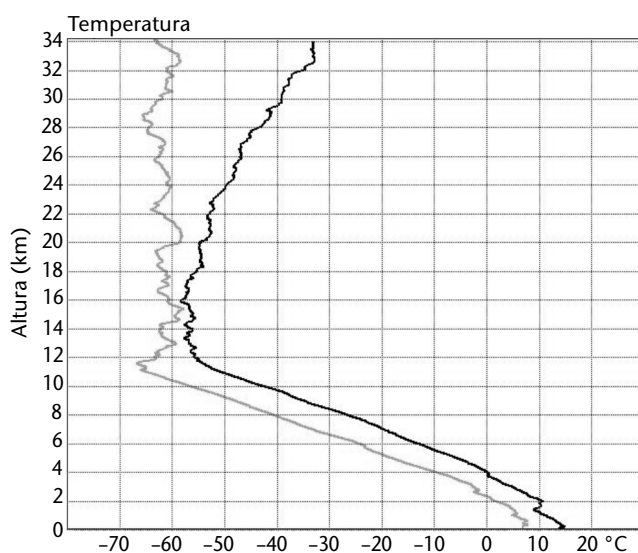
Una medición de radiosonda se aproxima a una muestra instantánea de una capa determinada de la atmósfera (una radiosonda suele ascender 300 m en 1 minuto). Cuando las fluctuaciones a corto plazo en la temperatura atmosférica de las ondas gravitatorias y la turbulencia son ligeras, la medición de la radiosonda 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 la incertidumbre del instrumento. 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 la incertidumbre del instrumento, 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**

Recientemente, Eyre y otros (2022) realizaron una revisión de las mediciones por satélite y su uso en la PNT. 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



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

infrarrojo, o bien la emisión de oxígeno o vapor de agua en las frecuencias de microondas (véase el capítulo 3 del [volumen IV](#) de la presente guía). Tanto las mediciones por sondeo en el infrarrojo y por microondas son fundamentales para la PNT 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 obtiene una resolución vertical más fina por medio de interferómetros de transformación de Fourier 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. Los sondeos en el infrarrojo y por microondas son difíciles

de utilizar en la baja troposfera, sobre superficies nevadas o heladas. 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 refractividad obtenidas mediante radio ocultación utilizando un sistema de posicionamiento mundial (GPS). Se obtiene así información sobre la temperatura en los niveles superiores y algo de información sobre la humedad en los niveles inferiores. Esta técnica consiste en medir la estructura vertical a lo largo de trayectorias horizontales de 200 km en adelante (Ruston y otros, 2022). Actualmente, el uso de esa técnica es generalizado, ya que permite obtener mejores mediciones de la estructura vertical de la temperatura, en particular en la estratosfera. A diferencia de los sondeos nadir, en las mediciones por radio ocultación no es necesario corregir el sesgo.

La corrección del sesgo es un aspecto importante del uso de la información obtenida mediante sondeo por satélite en los sistemas de PNT. Como señala Eyre (2016), el efecto del sesgo del modelo sobre los sesgos de fondo y de análisis aumentará a medida que se corrijan los sesgos de más observaciones y se utilice una proporción menor como observaciones de referencia. En el caso de las temperaturas atmosféricas, las principales observaciones de referencia son las de radio ocultación y radiosonda. Actualmente, hay que corregir el sesgo de las temperaturas medidas desde aeronaves, pero podría ser posible mejorar el procesamiento a bordo para que esto sea innecesario. Tradicionalmente, la calibración/validación de los satélites se realizaba con observaciones de radiosondas ubicadas en el mismo sitio, pero en este proceso solo podía utilizarse una pequeña proporción de los datos puntuales obtenidos por satélite. Existe una tendencia a utilizar los campos de PNT para la calibración/validación de los satélites (con inclusión de todos los datos puntuales obtenidos por satélite) y a utilizar otras observaciones, incluidas las obtenidas por radiosondas, para calibrar los campos de PNT (Newman y otros, 2020).

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 PNT, 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 el ejemplo de 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 las radiosondas modernas pueden

realizar mediciones útiles hasta 35 km, sobre todo de noche. Para cumplir los requisitos de la Red Mundial Básica de Observaciones (GBON), en algunas estaciones/horas será necesario utilizar globos grandes (*Manual del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM* (OMM-N° 1160)).

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 limitan actualmente la utilidad de mediciones de la humedad relativa por radiosondas de calidad en la estratosfera.

Existen varios factores que pueden limitar la utilidad de las mediciones de la humedad relativa por radiosondas de calidad en la estratosfera. En algunos casos, los problemas asociados a la contaminación por humedad de los sensores durante el ascenso pueden generar sesgo y ruido adicional en los resultados de humedad relativa. En general, las constantes de tiempo muy largas de la respuesta de los sensores a baja temperatura pueden limitar la exactitud, especialmente durante la fase de disminución rápida de la humedad que suele darse por encima de la tropopausa. A mayor altitud en la estratosfera, la exactitud básica de la medición puede encontrar sus límites. Como los niveles de humedad relativa suelen disminuir gradualmente hacia niveles inferiores al 1 % de humedad relativa, en algún momento, el nivel de humedad relativa que se desea medir alcanza la incertidumbre de medición del sensor.

12.1.4 Requisitos de incertidumbre

En esta sección se resumen los requisitos de incertidumbre (que normalmente se expresan en términos de $k = 2$, lo que significa un nivel de confianza del 95%; véase el capítulo 1 del presente volumen) 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 12.3.7, 12.4.6, 12.5.4 y 12.5.6 para la temperatura, la humedad relativa, la presión y la altura, respectivamente) se consideran de manera más pormenorizada el rendimiento y las fuentes de error. En el capítulo 1 del presente volumen se proporciona la definición de incertidumbre, error sistemático y sesgo, 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) (Nash y otros, 2011). 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 <https://space.oscar.wmo.int/observingrequirements>), los objetivos en materia de necesidades de observación de la Red de Referencia de Observación en Altitud del GCOS (GRUAN) publicados por la OMM (2009), así como información limitada de los estudios de la variabilidad atmosférica, en *Performance Requirements of Aerological Instruments* (WMO-No. 267) (Requisitos de funcionamiento de los instrumentos aerológicos). Dirksen y otros (2014) describen en detalle las incertidumbres asociadas al primer producto de datos de la GRUAN.

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 PNT de alta resolución, a pesar de que la información sobre los objetivos derivados de los estudios de la variabilidad atmosférica también se indica 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 GCOS 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 o de los Procesos Estratosféricos y su Función en el Clima. 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 (<https://space.oscar.wmo.int/observingrequirements>) 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 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 12.10). Las radiosondas que siguen utilizando los mejores sensores de presión pueden medir alturas cercanas a 10 hPa con una incertidumbre ($k = 2$) de entre 300 y 400 m, esto es, con una incertidumbre 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 PNT 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 una incertidumbre de solo 20 m, lo que equivale a una incertidumbre inferior o igual a 0,05 hPa en presión, según el nivel de incertidumbre de las mediciones de la temperatura por radiosonda.

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 incertidumbres en las mediciones 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 PNT 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 PNT.

En la estratosfera, las incertidumbres de la temperatura medida por radiosonda pueden llegar a cumplir el objetivo para la PNT, 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 PNT, el Centro Principal de la Red de Referencia de Observación en Altitud del GCOS 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 GCOS, 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 GCOS, la información relativa a la preparación de la radiosonda debe registrarse y archivararse como parte de los metadatos relacionados con la medición (Dirksen y otros, 2014; von Rohden y otros, 2022).

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 PNT, 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 PNT, 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) (Nash y otros, 2011) 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) Algunos sensores de humedad relativa llevan una cubierta o conducto de protección contra la lluvia, pero ello reduce la ventilación del sensor y, por lo tanto, la velocidad de respuesta del sistema de detección. La cubierta o el conducto son también una fuente de contaminación después de atravesar una nube. 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. Actualmente, los mejores resultados se obtienen disponiendo de un sensor de humedad con un calentamiento moderado (unos 5 K por encima de la temperatura ambiente), junto con una medición directa de la temperatura del sensor de humedad.
- 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. Algunas de las estaciones más importantes del GCOS, 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.

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 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

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 Unión Internacional de Telecomunicaciones</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.

del presente volumen). 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 SMHN.

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 ± 5 kHz en países con redes de radiosonda densas y no inferior a unos ± 200 kHz en la mayoría de los demás países.

Los SMHN 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 (Hooper, 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 (ahora llamados incertidumbre) 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 del presente volumen). Por ejemplo, se determina una incertidumbre 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 las pequeñas incertidumbres instrumentales descritas en 12.3.7. 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 PNT, 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 sistemas mundiales de navegación por satélite (GNSS) 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 la incertidumbre en las mediciones de la temperatura es relativamente pequeña.

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 (Nash y otros, 2006, 2011). 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, la incertidumbre en la temperatura promedio en las mismas pruebas se sitúa en aproximadamente $\pm 0,5$ K a una altitud de 30 km. Dirksen y otros (2014) muestran claramente las incertidumbres derivadas de la radiación solar en los niveles superiores. Uno de los problemas es que las correcciones de la radiación suponen unas condiciones de nubosidad promedio: una radiación solar reflejada mayor o menor que el promedio hará que la corrección no sea óptima. El error debido a la radiación también varía con la orientación del sensor, que cambia a medida que la radiosonda oscila y gira.

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. Para las estaciones de la GRUAN, Dirksen y otros (2014) recomiendan el uso de una cámara de humedad patrón (a 100 % de humedad relativa) como comprobación previa al lanzamiento (esto resulta mejor que usar un desecante para obtener ~ 0 % de humedad relativa).

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. Las series de pruebas de comparaciones más extensas realizadas desde 1984 han sido las de las comparaciones internacionales de radiosondas de la OMM (Nash y Schmidlin, 1987; Ivanov y otros, 1991; Yagi y otros, 1996; Balagurov y otros, 2006) y las pruebas efectuadas en el Brasil (da Silveira y otros, 2006), Mauricio (Nash y otros, 2006) y Yangjiang (China) (Nash y otros, 2011). En las secciones siguientes, se citarán a veces los resultados de esas pruebas

y de otras sujetas a las mismas normas realizadas en el Reino Unido (véanse los resultados de la Oficina Meteorológica de Camborne (Smees y otros, 2010), los 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 (Balagurov y otros, 2006) 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**

Las radiosondas modernas han reducido o automatizado las comprobaciones previas al vuelo. En los casos en que estas se siguen realizando manualmente, 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, las incertidumbres en las mediciones con radiosondas modernas son generalmente pequeñas. 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 la incertidumbre sea generalmente menos importante 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, la incertidumbre pueden resultar considerable 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.

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 del presente volumen) 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 medioambiente después de utilizarlas. Numerosas radiosondas modernas pueden tolerar grandes cambios en la tensión de salida durante el vuelo. Normalmente, se utilizaban dos tipos de baterías: la batería seca y la activada por agua. El uso de baterías secas aumentó 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). Parece que las baterías activadas por agua se han dejado de utilizar.

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. Véanse el inciso 12.7.5 y el anexo 12.C para consultar un análisis más pormenorizado sobre las cuestiones medioambientales.

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 posibilite 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 el inciso 12.1.5.2).

12.3 **SENSORES DE TEMPERATURA**

12.3.1 **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⁻¹, 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, τ . Esa variable se define (como se indica en el capítulo 1 del presente volumen (1.6.3)) mediante la expresión:

$$dT_e/dt = -1/\tau \cdot (T_e - T) \quad (12.1)$$

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:

$$\tau = \tau_0 \cdot (\rho \cdot v)^{-n} \quad (12.2)$$

donde ρ 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 12.2 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⁻¹. 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.

Cuadro 12.2. Constantes de tiempo de respuesta habituales de sensores de temperatura de radiosondas

<i>Sensor de temperatura</i>	<i>Uso operativo</i>	τ (1 000 hPa)	τ (100 hPa)	τ (10 hPa)
Termistor de chip ^a , 0,4 × 0,8 × 0,8 mm	Desde 2003	≤1	≤3	≤10
Termocondensador de alambre ^a , diámetro de 0,1 mm	Desde 2002	0,4	1,1	3
Termopar de cobre- constantán ^a , diámetro de 0,06 mm	Desde 1991	<0,3	<0,8	2
Otros termistores de tipo perla modernos ^a	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.

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 Nash y otros (2011) 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 12.2.

12.3.2 Termistores

En todo el rango de temperaturas meteorológicas, la resistencia eléctrica de la mayoría de los metales puros es una función casi lineal de la temperatura. Aunque se pueden utilizar muchos metales puros para la termometría, el metal de platino es el más utilizado para los termómetros de resistencia debido a su excepcional resistencia a la corrosión. La respuesta lineal de los termómetros de resistencia de platino permite una calibración muy exacta en el amplio rango de temperaturas necesario para elaborar perfiles atmosféricos. Las buenas propiedades de estabilidad de los termómetros de resistencia de platino son muy beneficiosas en sondeos operativos en los que las radiosondas se almacenan durante largos períodos. Dichos termómetros son también el tipo más común de sensor de temperatura para las mediciones metrológicas de referencia.

Algunos 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:

$$R = A \cdot \exp(B/T) \quad (12.3)$$

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.

12.3.3 **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 termocondensador 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.

12.3.4 **Termopares**

En una radiosonda nacional empleada en la intercomparación de 2010 se utilizaron como sensores de temperatura uniones de termopares de cobre-constantán (Nash y otros, 2011), pero estos se han dejado de utilizar desde entonces. 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.

12.3.5 **Instrumentos de sondeo científicos**

Durante la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China) (Nash y otros, 2011), 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, 2006; Schmidlin y otros, 1995). 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.

12.3.6 **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.

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, a menos que cuente con un revestimiento de protección hidrófobo. 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.

12.3.7 **Errores de temperatura**

En Nash (2015) se examinan detalladamente los errores de los tipos de radiosondas antiguos de uso generalizado durante el período comprendido entre 1980 y 2000.

12.3.7.1 **Calibración**

Los errores de temperatura relacionados con la calibración durante un ascenso pueden derivar de los problemas siguientes:

- 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 12.3 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 (Elms, 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 12.3, ya que se han atribuido sesgos similares a los sensores. La reproducibilidad de las mediciones de temperatura puede medirse con relativa facilidad, pero actualmente no es posible determinar el sesgo mejor que los valores mostrados en el cuadro. Las pruebas a gran escala en los trópicos no han dado los mismos resultados para el sesgo 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 12.3 figuran solamente errores de la sonda para presiones de 30 hPa y 10 hPa, 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 (Nash y otros, 2011). Ho y otros (2017) comparan las temperaturas obtenidas con radiosondas con los resultados de los datos satelitales de radio ocultaciones.

12.3.7.2 ***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.

12.3.7.3 ***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 12.3. 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 Nash (2015) se proporciona más información sobre los efectos de los errores en el infrarrojo ocurridos en el pasado.

Cuadro 12.3. 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

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.

12.3.7.4 **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 12.4 se muestran las diferencias entre el día y la noche relacionadas con las mediciones de temperatura de las radiosondas señaladas en el cuadro 12.3. 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 12.4). Esos sistemas de corrección se obtienen habitualmente a partir de

Cuadro 12.4. 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 ^a 0,3 ^b	0,75 ^a 0,5 ^b	1,1 ^a 0,75 ^b	1,8 ^a 1 ^b
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 ^c , aluminizado	0,2-0,5	0,3-1,1	0,4-1,5	0,6-2,3

Notas:

- a Conforme a su uso en Nash y otros (2011).
- 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 (Nash y otros, 2011). Véase Nash (2015) para mayor información sobre los diferentes tipos de radiosonda utilizados en Yangjiang.

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 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 12.5 contiene un resumen de los errores sistemáticos y de la sonda en los tipos de radiosonda modernos. En los errores sistemáticos derivados de la prueba efectuada en Yangjiang (China) (Nash y otros, 2011), 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 los 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

Cuadro 12.5. 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 Elms (2003)

Sensor de temperatura	Error sistemático (K)			Error de la sonda			Incertidumbre ($k = 2$)		
	100	30	10	100	30	10	100	30	10
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 ^a -0,05 ^b	-0,5 ^a -0,2 ^b	-0,8 ^a 0 ^b	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 ^c , 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 Nash y otros (2011).

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 (Nash y otros, 2011). Véase Nash (2015) para mayor información sobre los distintos tipos de radiosonda utilizados en Yangjiang.

y 10 hPa, con una amplitud probable de cerca de 0,15 K. En las estimaciones del rango de errores sistemáticos del cuadro 12.5, se ha dado por supuesto de que los sistemas normalizados de corrección de la programación producen un posible sesgo 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 sesgo se define con exactitud. Sin embargo, una prueba realizada en otro lugar puede presentar errores sistemáticos que difieran mucho más del error de sonda observado en la prueba.

Los errores de sonda de todas las radiosondas son mayores en condiciones diurnas que nocturnas (véanse los cuadros 12.3 y 12.5). 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. Los errores sistemáticos en las mediciones diurnas deberían ser menores en el caso de sistemas de radiosonda con las menores diferencias diurnas y nocturnas (cuadro 12.4).

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.

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, el 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 12.4 y 12.5, sobre todo en presiones inferiores a 30 hPa.

Una de las formas más prácticas de obtener la corrección del calentamiento del sensor por la radiación solar es probar los sensores utilizando instalaciones terrestres capaces de simular los entornos desde el suelo hasta la estratosfera. Dos estudios de laboratorio independientes, realizados por la GRUAN (von Rohden y otros, 2022) y el Instituto de Investigación de Normas y Ciencia de Corea (KRISS) (Lee y otros, 2022a), mostraron que la corrección de los sensores debida a la radiación era proporcional al flujo de radiación, pero estaba correlacionada negativamente con la presión atmosférica y la velocidad de la ventilación. Las propiedades del aire desempeñan sin duda un papel preponderante en el enfriamiento por convección de los sensores, de forma que la transferencia de calor del sensor al aire se facilita cada vez más a medida que aumentan la presión del aire y la velocidad de la ventilación. Además, la corrección de la radiación depende de la temperatura del aire debido principalmente a la correlación positiva entre la temperatura y la conductividad térmica del aire. El simulador en altitud del KRISS reveló que las correcciones de la radiación tanto para un sensor de temperatura en forma de varilla como para un termistor de tipo perla debían incrementarse en aproximadamente un 20 % a -70 °C con respecto a las de 20 °C a una presión atmosférica constante de 5 hPa (Lee y otros, 2022a, 2022b). De estas observaciones se desprende que se podrán obtener correcciones de la radiación más exactas para los sensores de temperatura de las radiosondas a medida que en los laboratorios se consiga simular fielmente los entornos que pueden encontrar las radiosondas.

12.3.7.5 ***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 funda 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.

12.3.7.6 ***Cuestiones de representatividad***

En Nash (2015) se examinan las cuestiones de representatividad.

Cuadro 12.6. 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

12.4 **SENSORES DE HUMEDAD RELATIVA**

12.4.1 **Aspectos generales**

Las mediciones operativas de la humedad relativa en el mundo entero tienen varios niveles de rendimiento (de satisfactorio a insuficiente). Todos los tipos de sensores del cuadro 12.7 se seguían utilizando en algunas redes nacionales en 2013, aunque algunos ya se han retirado desde entonces. El sensor de uso más generalizado era el condensador gemelo calentado de película delgada. Su sucesor es un condensador simple calentado de película delgada que incorpora un sensor de temperatura (Jensen y otros, 2016). 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 higrístores de carbón y la membrana orgánica de tripa de vacuno no cumplían los requisitos actuales de los usuarios y su uso en la práctica se ido eliminando progresivamente.

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, 2007, y los resultados de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad (Nash y otros, 2011)). En el cuadro 12.6 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.

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 12.6, 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 sesgo positivo del 5 % de humedad relativa obedece a la contaminación a $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$, ello se convertiría en un sesgo positivo del 40 % de humedad relativa a $-75\text{ }^{\circ}\text{C}$, 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 12.3 se muestra la 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 (Nash y otros, 2011). 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 12.6. 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 12.3).

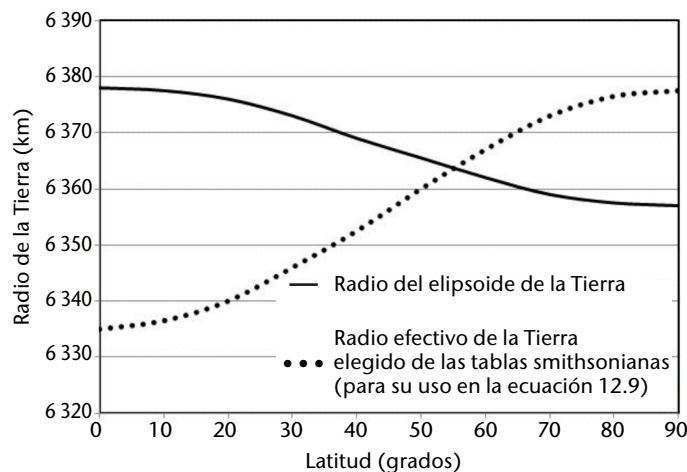


Figura 12.3. Temperatura, humedad relativa y razón de mezcla del vapor de agua, presentadas como una función del tiempo de vuelo (vuelo 56 de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad). Las mediciones en gris se realizaron por medio de radiosondas con sensores capacitivos (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).

La velocidad de respuesta de los sensores de humedad relativa puede definirse como sigue:

$$dU_e/dt = -1/\tau \cdot (U_e - U) \quad (12.4)$$

donde U_e es la humedad relativa comunicada por el sensor, U es la humedad relativa real y τ 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 12.7, en el que se indican los valores aproximados de la constante de tiempo de respuesta para dos tipos de sensores antiguos y tres 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 12.4 y 12.5 se muestran dos perfiles de temperatura y humedad relativa medidas por radiosonda. La figura 12.4 es un ejemplo de un ascenso de radiosonda en el 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 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:

$$U = U_e(t_2) - U_e(t_1) \cdot X / (1 - X) \quad (12.5)$$

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 τ 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

Cuadro 12.7. Constantes de tiempo de respuesta τ (en segundos) de sensores de humedad relativa

<i>Sensor de humedad</i>	<i>En funcionamiento</i>	τ a 20 °C	τ a 0 °C	τ a -20 °C	τ a -40 °C	τ 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 ^a
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 ^b	<4 ^b		<25
Higrómetro de espejo enfriado, "Snow White", en funcionamiento nocturno	Desde 1996 para uso científico		<2 ^b	<4 ^b		<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 (Nash y otros, 2011); 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 Nash y otros (2011).

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 (Nash y otros, 2011, 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 12.5 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 °C, que realizaba observaciones en la troposfera superior tropical durante la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad en Yangjiang (China) (Nash y otros, 2011). El perfil corregido que se observa en la figura 12.5 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

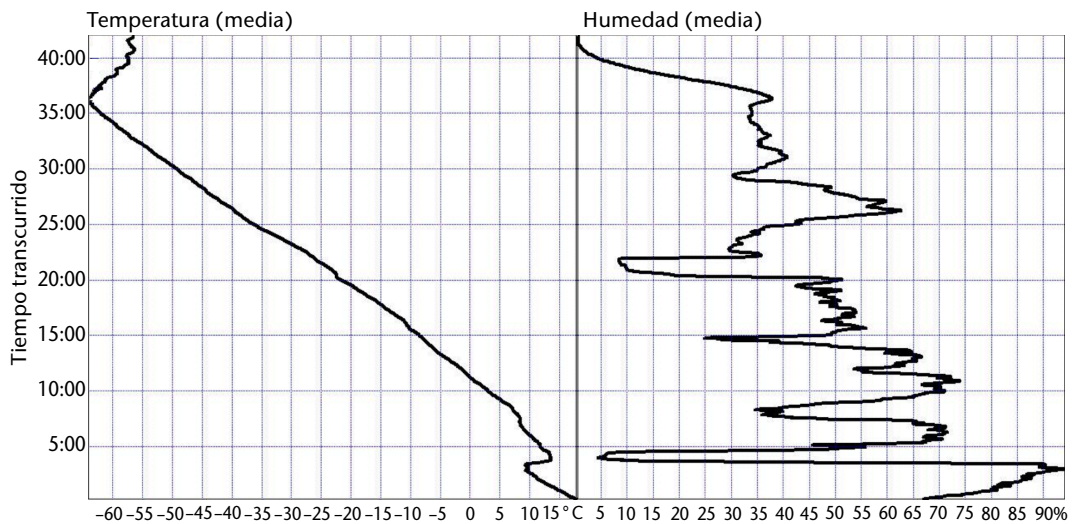


Figura 12.4. Promedio de mediciones simultáneas en los primeros intervalos obtenidas de noche con dos radiosondas suspendidas conjuntamente debajo de un globo

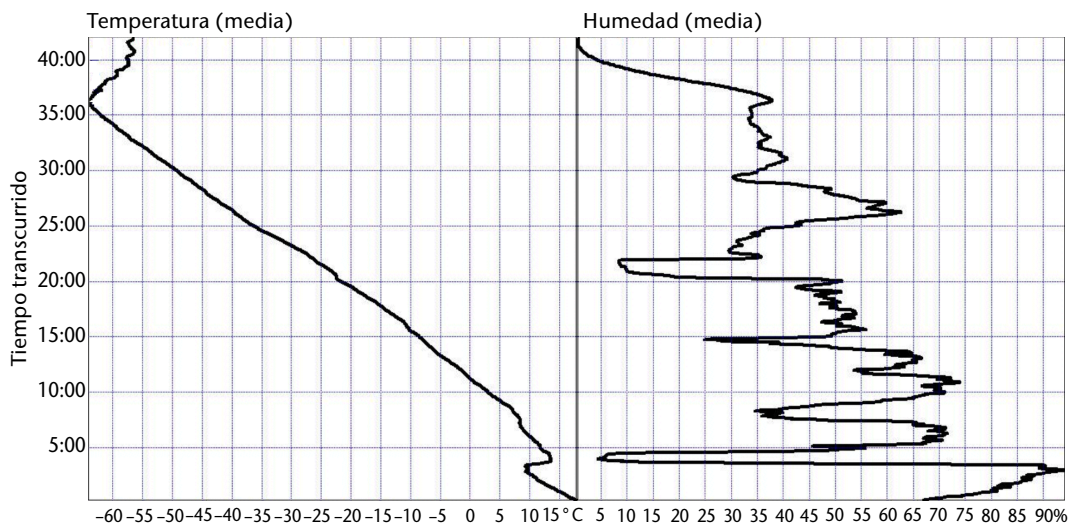


Figura 12.5. Medición de condensador gemelo de película delgada en la troposfera superior, de noche, en Yangjiang (China), presentada como una función del tiempo de vuelo, mostrando el perfil de humedad medido directamente por el sensor (en negro) y luego corregido para los errores de la constante de tiempo de respuesta (en gris)

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 12.7).

12.4.2 **Condensadores de película delgada**

En la mayoría de los diseños de radiosonda modernos se utilizan actualmente sensores capacitivos de película delgada, que a menudo tienen un sensor de temperatura integrado (que alivia el sesgo en seco debido a la radiación observado en las generaciones anteriores de sensores). Algunos sistemas calientan el sensor de humedad para evitar que se forme hielo en él. 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 mm × 3 mm o 4 mm × 1,5 mm, y un espesor de 0,55 mm 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 por encima de la temperatura ambiente. La radiosonda Vaisala RS92 utilizaba sensores gemelos, uno de los cuales realizaba las mediciones mientras que el otro se calentaba y luego se enfriaba 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 (Nash y otros, 2006), y luego como producto operativo en Yangjiang (China) (Nash y otros, 2011). 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 (Nash y otros, 2011), 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.

12.4.3 **Higristores de carbón y membrana orgánica de tripa de vacuno**

Ambos tipos de sensores se utilizaron hasta 2013 aproximadamente, pero se retiraron gradualmente poco después. Los resultados que arrojaban podían verse alterados por la nubosidad y su rendimiento podía ser deficiente o lento en condiciones de humedad relativa baja o alta. Se pueden consultar más detalles al respecto en versiones anteriores de este capítulo o en Nash (2015).

12.4.4 **Instrumentos de sondeo científicos**

En la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, realizada en Yangjiang (China) (Nash y otros, 2011), 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, 2007) 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 del Mecanismo Atmósfera-Biosfera de Laponia de validación del vapor de agua de la troposfera superior y estratosfera inferior 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.

12.4.5 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 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.

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.

12.4.6 Errores relacionados con la humedad relativa

12.4.6.1 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.

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 (Nash y otros, 2011), 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 Moradi y otros (2013), Sun y otros (2021) e Ingleby (2017) figuran comparaciones de la humedad medida por radiosondas con datos obtenidos por satélite y campos de PNT.

Las mediciones nocturnas de la humedad pueden ser menos 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. A mayor altitud, la respuesta del instrumento es lenta; esto puede compensarse mediante una corrección del desfase temporal (Miloshevich y otros, 2004, y sección 12.4.1 *supra*). Varios sensores capacitivos producían un sesgo en seco debido

a la radiación diurna (véanse Vömel y otros, 2007; Wang y otros, 2013; Dirksen y otros, 2014); esto se ha solucionado en su mayor parte añadiendo un sensor de temperatura separado del sensor de humedad.

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. En algunos casos, las verificaciones en tierra permiten evitar cualquier acumulación de la contaminación química que pudiera provocar un sesgo en las primeras fases del ascenso.

Desde 2005, e incluso en mayor medida desde 2014, 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 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. En Nash (2015) figura información detallada sobre el rendimiento de los sensores de humedad en torno al año 2010 y antes.

La mayoría de los sensores de humedad de película delgada dependen de la temperatura porque su principio de medición se basa en la adsorción de vapor de agua. La capacidad de adsorción de vapor de agua de las películas delgadas está negativamente correlacionada con la temperatura, mientras que la cantidad de vapor de agua en el aire suele estar positivamente correlacionada con la temperatura. Estos dos parámetros desempeñan papeles opuestos en la adsorción de vapor de agua de los sensores, especialmente cuando la temperatura se desvía significativamente de la de calibración del sensor. Un experimento de laboratorio demostró que la medición de la humedad relativa a -40 °C era aproximadamente un 10 % inferior a la medición de referencia obtenida mediante un generador de humedad basado en un saturador cuando se aplica la curva de calibración obtenida a 20 °C (Lee y otros, 2019). La desviación aumentaba a medida que se reducía la temperatura. Estas observaciones indican que el efecto de la disminución del vapor de agua a bajas temperaturas predomina sobre el del aumento de la capacidad de adsorción del vapor de agua. Por lo tanto, se recomienda encarecidamente que los sensores de humedad de película delgada se calibren a muchas temperaturas diferentes y se compensen por una posible dependencia de la temperatura.

12.4.6.2 **Humectación o engelamiento en las nubes**

Los sensores de humedad pueden contaminarse cuando atraviesan nubes. Los sensores calentados de algunos sistemas evitan o reducen esta contaminación, mientras que los sensores no calentados pueden tener un sesgo positivo (arrojar una humedad demasiado cercana a la saturación) hasta que la contaminación disminuye. El engelamiento en las nubes puede ocurrir a temperaturas muy inferiores a -40 °C ; es probable que esto no disminuya tan rápidamente como la contaminación en la troposfera inferior.

12.4.6.3 **Cuestiones de representatividad**

En Nash (2015) se examinan las cuestiones de representatividad.

12.5 **SENSORES DE PRESIÓN (INCLUIDAS LAS MEDICIONES DE LA ALTURA)**

12.5.1 **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 1 080 hPa hasta 3 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 aneroide es de unos 5 mm, por lo que el transductor utilizado con el sensor deberá resolver un desplazamiento de unos 0,5 μm . 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. 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 la incertidumbre debida a la inercia del sensor no es importante.

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 el Reino Unido antes de 1978. En la Federación de Rusia y algunos países adyacentes se utilizan radares secundarios 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 GNSS 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 12.5.5), calculándose las variaciones de presión en el vuelo a partir de mediciones de la temperatura y la humedad por radiosonda.

12.5.2 **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.

12.5.3 Cápsula anerode (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:

$$C = \epsilon \cdot S/e \quad (12.6)$$

donde S es el área superficial de cada placa, e es la distancia entre placas y ϵ 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:

$$- \epsilon \cdot S/e^2 \cdot de/dp \quad (12.7)$$

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 diez 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 anerode 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.

12.5.4 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 12.8. 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.

Las consecuencias de los errores de presión que se indican en el cuadro 12.8 en las temperaturas comunicadas serían las siguientes: un error de presión de 1 hPa produce, en promedio, un

Cuadro 12.8. 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		
	850	100	10	850	100	10	850	100	10
Nivel de presión (hPa)									
MRZ ^a (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 ^a	-0,8 a -0,4	<0,1	<0,05	1,2	0,4	0,03	1,6	0,4	0,05
Vaisala RS92 ^a	<0,5	<0,1	<0,05	1,2	0,4	0,03	1,6	0,4	0,05
Lockheed Martin Sippican (LMS) ^a , 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 12.5.5.

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°N) y de hasta 1 K, como mínimo, en la mayoría de los casos a 10 hPa.

12.5.4.1 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:

$$\varepsilon_z(t_1) = \frac{R}{g} \int_{p_0}^{p_1} \left[\varepsilon_T(p) - \frac{\delta T}{\delta p} \varepsilon_p(p) \right] \frac{dp}{p} + \frac{R}{g} \int_{p_1}^{p_1 + \varepsilon_p(p_1)} \left[T_v(p) + \varepsilon_T(p) - \frac{\delta T}{\delta p} \varepsilon_p(p) \right] \frac{dp}{p} \quad (12.8)$$

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 ; $\varepsilon_T(p)$ and $\varepsilon_p(p)$ 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 gaseosa y gravitatoria especificadas en el [Reglamento Técnico](#) (OMM-N° 49), volumen I, apéndice A.

Para un nivel de presión tipo dado, p_s , el segundo término en la ecuación 12.8 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:

$$\varepsilon_z(p_s) = \frac{R}{g} \int_{p_0}^{p_s} \left[\varepsilon_T(p) - \frac{\delta T}{\delta p} \varepsilon_p(p) \right] \frac{dp}{p} \quad (12.9)$$

Cuadro 12.9. Errores sistemáticos en la altura geopotencial (gpm) a partir de determinados errores de presión y de temperatura

	ε_T error T (K)	ε_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

y, para las radiosondas sin un sensor de presión que utilizan un radar, a:

$$\varepsilon_z(p_s) = T_v(p_s) \int_{z_0}^{z_{ps}} g / T^2 [\varepsilon_T(z) + \varepsilon_z(\text{alcance}, \theta)] \cdot dT_v / dz \quad (12.10)$$

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 (θ), y variará de un vuelo a otro según las condiciones del viento.

En el cuadro 12.9 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.

La importancia de las ecuaciones 12.9 y 12.10 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 PNT, las anomalías de la altura dan una indicación del rendimiento de la temperatura relativa en los dos emplazamientos (véase Elms, 2003).

12.5.5 Utilización de observaciones de altura geométrica en lugar de observaciones con un sensor de presión

12.5.5.1 Generalidades

En la actualidad es posible efectuar observaciones de la altura geométrica mediante radiosondas por GNSS 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 12.17 y 12.18). Internamente, los sistemas GNSS utilizan un elipsoide como referencia de altura y debe realizarse un ajuste para la diferencia entre el geoide (nivel medio del mar) y el elipsoide; esto se conoce como ondulación del geoide. 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 12.8).

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 PNT 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.

12.5.5.2 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 (Φ_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 12.11:

$$\Phi_1 = \int_0^{z_1} \gamma(z, \varphi) \cdot dz \quad (12.11)$$

donde $\gamma(z, \varphi)$ es la gravedad normal encima del geoide. Esta es una función de la altura geométrica, z , y de la latitud geodésica φ .

Esta altura geopotencial se divide por la gravedad normal en 45° de latitud para proporcionar la altura geopotencial que utiliza la OMM, como sigue:

$$Z_1 = \Phi_1 / \gamma_{45^\circ} \quad (12.12)$$

donde γ_{45° se formula como $9,80665 \text{ m s}^{-2}$. Nótese que la gravedad de superficie es mayor en los polos ($9,83218 \text{ m s}^{-2}$) y menor en el ecuador ($9,78033 \text{ m s}^{-2}$).

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 γ 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:

$$Z_1(z_1, \varphi) = (\gamma_{\text{SMT}}(\varphi) / \gamma_{45^\circ}) \cdot ((R_{\text{SMT}}(\varphi) \cdot z_1) / (R_{\text{SMT}}(\varphi) + z_1)) \quad (12.13)$$

donde $R_{\text{SMT}}(\varphi)$ es un radio efectivo de la Tierra para la latitud (φ) 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 12.6, 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:

$$\gamma_{\text{SMT}}(\varphi) = 9,806\,16 \cdot \left(1 - 0,002\,637\,3 \cdot \cos(2\varphi) + 0,000\,005\,9 \cdot \cos(2\varphi)^2\right) \text{ [m s}^{-2}\text{]} \quad (12.14)$$

Esta fórmula no se derivó explícitamente en la obra científica publicada, a pesar de que, en 1949,

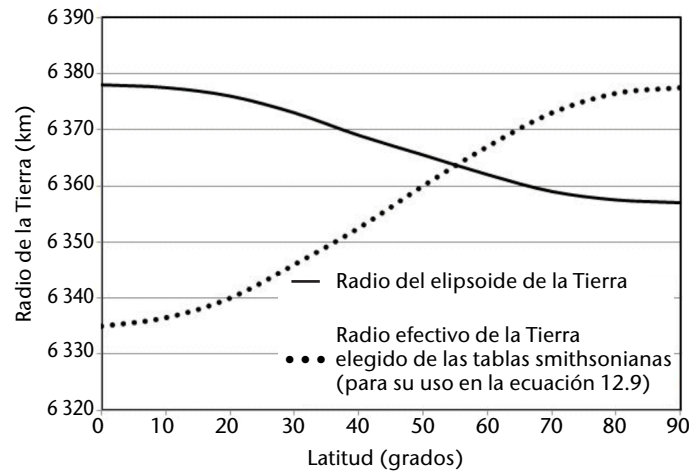


Figura 12.6. Variación del radio de la Tierra respecto a la latitud comparada con la variación del radio de las tablas smithsonianas utilizadas en la ecuación 12.13

la Asociación Internacional de Geodesia recomendará su uso con fines meteorológicos.

Mahoney (por comunicación personal) ha propuesto una expresión alternativa para la relación de la ecuación 12.13, sobre la base del geode WGS-84. Luego, la altura geopotencial para la altura geométrica, z_1 , pasa a ser:

$$Z_1(z_1, \varphi) = (\gamma_s(\varphi) / \gamma_{45^\circ}) \cdot ((R(\varphi) \cdot z_1) / (R(\varphi) + z_1)) \quad (12.15)$$

donde $\gamma_s(\varphi)$ es la gravedad normal en la superficie de un elipsoide de revolución, y donde:

$$\gamma_s(\varphi) = 9,780\,325 \cdot \left(\left(1 + 0,001\,931\,85 \cdot \sin^2(\varphi) \right) / \left(1 - 0,006\,694\,35 \cdot \sin^2(\varphi) \right)^{0,5} \right) \quad (12.16)$$

siendo el radio $R(\varphi) = 6\,378,137 / (1,006\,803 - 0,006\,706 \cdot \sin^2(\varphi))$, 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 12.13 y 12.14 o 12.15 y 12.16. 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 12.10 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 12.10. 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:

$$\ln(p_{i+1}/p_i) = -9,806\ 65 \cdot dZ/R^* \cdot T_v \quad (12.17)$$

donde $\ln()$ es el logaritmo natural; 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:

$$T_v = T / \left(1 - (U/100) \cdot (e_s(T)/p) \cdot (1 - \varepsilon_a)\right) \quad (12.18)$$

donde U es la humedad relativa del aire; e_s es la tensión de saturación del vapor para el vapor de agua, y ε_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 GNSS, ya que los valores geopotenciales derivan estrictamente de las alturas geométricas y de los campos gravitacionales de la Tierra.

En Hooper (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 Ivanov y otros (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.

12.5.6 Fuentes de error en las mediciones directas de la altura

12.5.6.1 *En las mediciones de la altura geométrica por sistemas mundiales de navegación por satélite*

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 GNSS durante el vuelo, siempre y cuando no haya interferencias locales en las frecuencias de señales de navegación GNSS. 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 GNSS. En la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China) (Nash y otros, 2011), 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 sesgo 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 12.17 y 12.18). 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 12.9, 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 mediciones de la altura geométrica obtenidas mediante GNSS 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 de la altura obtenidas por GNSS 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 GNSS en todas las presiones. No obstante, no resulta evidente que todos los sistemas de radiosonda con GNSS 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 la incertidumbre de la temperatura sea pequeña.

12.5.6.2 ***En las mediciones de la altura por radar***

En el capítulo 13 del presente volumen 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. Los errores son mayores con ángulos de elevación del radar bajos, normalmente a gran altura en la estratosfera.

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.

12.6 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, o seguidores GNSS).

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 construidos 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 incertidumbres muy significativas 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 incertidumbres 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 programación¹. 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 SMHN, 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 utilizados². 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.

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 la 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.

¹ Recomendación 2 (CIMO-XII), aprobada por la CIMO en su duodécima reunión (1998).

² Véase la Recomendación 2 (CIMO-XII).

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 los sistemas modernos de radiosondas, las comprobaciones previas al lanzamiento se han automatizado parcial o totalmente. Para la generación anterior de radiosondas, la CIMO recomendaba que³:

- 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 7 m s⁻¹, según la especificación y las características del globo utilizado (véase el capítulo 8 del [volumen III](#) de la presente guía). 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⁻¹. 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.

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 siguen transmitiendo tras la explosión del globo, pero los datos suelen descartarse. Desde aproximadamente 2020, algunas estaciones procesan y proporcionan los perfiles de descenso y algunos sistemas de PNT utilizan subconjuntos de los datos. En los niveles superiores, la radiosonda puede caer muy rápido, incluso con paracaídas, y esto está relacionado con un sesgo de la temperatura en esos niveles (Ingleby y otros, 2021). Los resultados preliminares sugieren que la calidad de los datos de descenso varía mucho según el tipo de radiosonda.

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 m s⁻¹, a fin de completar la medición de la radiosonda en 15 minutos aproximadamente. La elevada velocidad

³ Recomendación 9 (CIMO-XI), aprobada por la CIMO en su undécima reunión (1994).

de descenso permite a una aeronave desplegar suficientes radiosondas descendentes con un espaciado 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. Durante unos 15 años, la radiosonda descendente más utilizada fue la descrita por Hock y Franklin (1999). También se han utilizado vehículos teledirigidos para desplegar las radiosondas descendentes. Estas se utilizan para experimentos de campo y para fenómenos meteorológicos de efectos devastadores, en particular ciclones tropicales.

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 dependerá del gas utilizado para inflar el globo (véase el capítulo 8 del [volumen III](#) de la presente guía), y de la fuerza y dirección de los vientos de superficie en el lugar. En ocasiones 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 m s⁻¹.

En el mercado existen sistemas de lanzamiento automático de radiosonda, que cada vez son más comunes y 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 GNSS.

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, Elms y otros, 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 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 medioambiente 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. En el anexo 12.C figura información más pormenorizada sobre las radiosondas inocuas para el medioambiente.

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 o 12 horas vista)

procedentes de modelos globales de PNT 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 (véase la sección 12.8.1.1).

Los centros de PNT 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. A veces los SMHN realizan estas comparaciones en el marco de un proceso de adquisición, en las que prueban uno o dos tipos nuevos de radiosondas frente a un sistema más establecido (desafortunadamente, por lo general los resultados son información comercial confidencial). La OMM coordina las intercomparaciones de radiosondas con una mayor variedad de sistemas operativos. En el anexo 12.D se ofrecen directrices para organizar las intercomparaciones de radiosondas y para el establecimiento de emplazamientos de prueba. 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 GNSS diferentes debidamente probadas.

12.8.1.1 ***Evaluación de la calidad utilizando predicciones a corto plazo***

En los mejores modelos globales de PNT, la incertidumbre en las predicciones a corto plazo (a 6 o 12 horas vista) de las alturas geopotenciales de 100 hPa se sitúa entre 10 y 20 m en la mayoría de las regiones del mundo. Esas incertidumbres 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 o 12 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 Elms (2003) figura un examen de los errores de radiosonda en la red global para altitudes de hasta 30 hPa, y las posteriores estadísticas de control hasta 2017 pueden consultarse en el sitio web de la OMM, en: <https://community.wmo.int/activity-areas/imop/upper-air-monitoring-statistics>, que ahora se ha sustituido por el Sistema de Monitorización de la Calidad de los Datos del WIGOS (<https://wdqms.wmo.int/>).

12.8.1.2 ***Comparación de mediciones del vapor de agua mediante teledetección***

Habida cuenta de que numerosas estaciones de radiosonda tienen actualmente sensores de vapor de agua GNSS 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 (Nash y otros, 2006, 2011), 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 GNSS como las de radiómetros de microondas tienen errores que no son necesariamente constantes con el tiempo.

12.8.1.3 ***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 de 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. En un laboratorio es difícil simular condiciones atmosféricas reales, como de humectación o engelamiento de los sensores, pero se han logrado avances con los errores de radiación (von Rohden y otros, 2022). La mejor forma de seguir avanzando a este respecto es combinar estudios de laboratorio con 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 ± 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. 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.

A medida que existen posibilidades de reproducir las mediciones de la mayoría de las radiosondas modernas, se pueden obtener mediciones útiles de sesgos 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 Nash y Schmidlin (1987), Ivanov y otros (1991), Yagi y otros (1996), Nash y otros (2006, 2011), Balagurov y otros (2006) y da Silveira y otros (2006). Los resultados de esas pruebas constituyeron la base de la información que figura en los cuadros 12.3, 12.4, 12.5 y 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 incertidumbres (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 12.3, 12.4, 12.5 y 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 e incertidumbre, con el nivel de confianza asociado, 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 este último caso, aunque podrá utilizarse un aparato mucho más pequeño, el efecto de la temperatura en el rendimiento de la placa electrónica debería investigarse por separado y corregirse, en caso de producirse. 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. Además, considerando la velocidad de ascenso típica de las radiosondas, se recomienda investigar el efecto de la ventilación del aire en la calibración del sensor en el rango de 5 a 6 m s⁻¹. Tendría que ser posible mantener estable la cámara de calibración para cualquier valor deseado mejor que $\pm 0,2$ hPa min⁻¹ para la presión, $\pm 0,25$ K min⁻¹ para la temperatura, y 1 % de humedad relativa por minuto. Los termómetros de resistencia

de platino con una incertidumbre inferior a 0,05 K se recomiendan como termómetros de referencia. 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 ± 1 % para la humedad relativa. Habría que disponer varios termómetros de resistencia de platino de referencia calibrados 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. La desviación máxima de la temperatura entre los termómetros de referencia no debería exceder de 0,3 K. Se deberían efectuar suficientes mediciones para tener la seguridad de que las curvas de calibración representan el rendimiento de los sensores. Debería indicarse la incertidumbre de la calibración del sensor para que se la pueda comparar con la incertidumbre requerida por los usuarios. Los factores de incertidumbre típicos son la calibración del termómetro de referencia, la desviación espacial de la temperatura de la cámara, la estabilidad de los sensores de temperatura sometidos a calibración y el ajuste de los residuos de las curvas de calibración. 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 capaz de cambiar la presión del aire y la velocidad de ventilación del aire simultáneamente.

La calibración de la humedad se efectúa en un aparato aparte. Las cámaras de calibración deberían permitir generar un amplio rango de humedad relativa a las diferentes temperaturas que probablemente se darán en los sondeos reales. La propia cámara de calibración puede modificar la humedad relativa, como en el caso de las cámaras climáticas comerciales. Se puede conectar a la cámara de calibración un sistema independiente de generación de humedad, como soluciones salinas y saturadores de vapor de agua. Será útil añadir un sistema de generación de gas seco para controlar la humedad mediante la mezcla con gas húmedo. La humedad relativa de referencia utilizada para la calibración debería determinarse mediante un higrómetro de punto de rocío calibrado o un sistema generador de humedad que toma como referencia la norma internacional de humedad. La desviación típica de la variación de la humedad relativa no debería exceder del 1 % en el espacio ocupado por las unidades calibradas. La incertidumbre de la temperatura de referencia del punto de rocío en la cámara de calibración debe ser inferior a 0,3 K. La estabilidad de la temperatura de referencia debe estar dentro de $\pm 0,15$ K min^{-1} . La incertidumbre de la calibración del sensor de humedad debe presentarse con el intervalo de temperatura válido. Los factores de incertidumbre típicos son la calibración del termómetro de resistencia de platino de referencia, la desviación espacial de la temperatura en el interior de la cámara, la estabilidad de los sensores de humedad sometidos a calibración, los higrómetros de punto de rocío o los generadores de humedad y el ajuste de los residuos de las curvas de calibración.

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 OMM 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 válidas⁴.

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.

⁴ Recomendación 9 (CIMO-XI), aprobada por la CIMO en su undécima reunión (1994).

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 encontraban directrices al respecto en Hooper (1986) y en los procedimientos de cifrado convenidos por la OMM en el *Manual de claves* (OMM-N° 306), volumen I.1 (Clave FM 35–XI Ext. TEMP). Este método de información fue adecuado para el rendimiento y uso de las radiosondas en la década de 1970, pero no para hoy en día. Para cumplir los requisitos de la GBON (*Manual del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM* (OMM-N° 1160)), es fundamental que la información de la radiosonda se notifique con una resolución vertical alta por medio de las claves BUFR pertinentes (*Manual de claves* (OMM-N° 306), volumen I.1).

12.9.1 Procedimientos de cálculo e información de las radiosondas

De conformidad con los requisitos de la GBON, los datos se deben notificar con una resolución vertical alta (100 m). En consecuencia, la selección de niveles significativos resulta innecesaria. Algunos usuarios siguen considerando útiles los niveles de presión tipo. A veces la altura geopotencial de un nivel estándar se notifica fuera del perfil de medición (es decir, por debajo del lanzamiento o por encima de la explosión del globo). Esta extrapolación debe reducirse al mínimo o suprimirse por completo.

En clave FM 35–XI Ext. TEMP, las temperaturas se indicaban con una precisión de 0,2 °C. En BUFR, las temperaturas se indican en kelvines con dos decimales. Comparando las dos claves, Ingleby (2017) descubrió que los distintos sistemas de radiosondas utilizaban métodos de redondeo diferentes para los informes TEMP. Un sistema de radiosonda redondeaba los valores en dos decimales hacia 0 °C, lo que producía sesgos de 0,05 K, pero de distinto signo por encima y por debajo de 0 °C. Un sistema de descifrado arrojaba una diferencia de 0,1 K.

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. Desde 2023, la GBON exige informes con resolución vertical alta (utilizando el formato BUFR), por lo que la selección manual o algorítmica de niveles "significativos" quedará obsoleta. Los informes de alta resolución maximizan la utilidad de los perfiles de radiosonda y tienen sentido dada la importante suma de dinero que cada año se gasta en material fungible de radiosondas.

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 con menor incertidumbre 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. El número de serie de la radiosonda y la versión del programa informático pueden y deben indicarse en los mensajes BUFR.

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. Dirksen y otros (2014) intentaron exhaustivamente cuantificar y corregir la radiación y otros errores de las radiosondas.

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 OMM insta a los Miembros a⁵:

- 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.

⁵ Recomendación 8 (CIMO-XI), aprobada por la CIMO en su undécima reunión (1994).

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 (Nash y otros, 2011) se publicaron con el fin de ofrecer, en 2010, una visión de conjunto del rendimiento relativo de los diferentes sistemas en condiciones tropicales. El informe contiene una evaluación del rendimiento operativo de los sistemas de radiosonda (véase Nash y otros, 2011, 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 $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$. En 2022 tuvo lugar otra Intercomparación de instrumentos de observación en altitud de la OMM.

En Nash (2015) se incluyen los valores de las diferentes radiosondas de los cuadros 12.2 a 12.10 obtenidos en la prueba realizada en Yangjiang (China), los cuales pueden utilizarse también como orientación para los sistemas con sesgos 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 sesgo 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. Evítese 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 o si es más conveniente un sistema de radiosonda GNSS totalmente automatizado. Cabe señalar que el uso de mediciones derivadas de radares se traducirá en mediciones del viento y de la altura con mayor incertidumbre que las obtenidas por radiosondas GNSS. Por lo tanto, habrá de decidirse asimismo si la mayor incertidumbre de la medición es tolerable si se opta por radiosondas no GNSS.

- d) En caso de comprar un sistema de radiosonda GNSS, 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 12.2 a 12.5).
- 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 GCOS o la Red de Observación en Altitud del GCOS 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 Nash y otros (2011) y en los cuadros de los anexos 12.A y 12.B.
- 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 alta resolución. 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 INCERTIDUMBRE 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) (Nash y otros, 2011). 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^{a,b}</i>	<i>Requisito de incertidumbre para el nivel óptimo^b</i>
Presión	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
Temperatura	0 a 16	1 K	0,4 K
	Superior a 16	2 K	0,8 K
Humedad relativa (solo en la troposfera)	0 a 12 (40 °C a -50 °C) ^c	15 % de humedad relativa	6 % de humedad relativa
	12 a 17 (-50 °C a -90 °C) ^c	30 % de humedad relativa	10 % de humedad relativa
Razón de mezcla , estratosfera inferior (sistemas especializados)	12 a 25	20 % ppmv ^d	4 % ppmv
Dirección del viento	0 a 16	10°, velocidad <10 m s ⁻¹ 4° a mayores velocidades	5°, velocidad <10 m s ⁻¹ 2° a mayores velocidades
	Superior a 16	20°, velocidad <10 m s ⁻¹ 8° a mayores velocidades	5°, velocidad <10 m s ⁻¹ 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^{a,b}</i>	<i>Requisito de incertidumbre para el nivel óptimo^b</i>
<i>Velocidad del viento</i>	0 a 16	2 m s ⁻¹	1 m s ⁻¹
	Superior a 16	4 m s ⁻¹	1 m s ⁻¹
<i>Componentes del viento</i>	0 a 16	2 m s ⁻¹	1 m s ⁻¹
	Superior a 16	3 m s ⁻¹	1 m s ⁻¹
<i>Altura geopotencial de nivel significativo</i>	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)

- a) El *objetivo* es cumplimiento ideal a partir del cual no son necesarias más mejoras.
- b) 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.
- c) 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 incertidumbre y la resolución vertical obtenidas equivalen al umbral o lo superan y se aproximan lo más posible al objetivo.

La información de los cuadros que se presentan en este anexo procede principalmente de la base de datos de la OMM sobre necesidades de observación (OSCAR/Requirements; véase <https://space.oscar.wmo.int/observingrequirements>) en relación con el clima y la PNT mundial de alta resolución. Se trata de incertidumbres de 1σ ($k=1$). Asimismo, las necesidades en materia de clima proceden del Sistema Mundial de Observación del Clima (GCOS-200). A continuación, "capa límite planetaria" se abrevia como CLP, y "troposfera superior/estratosfera inferior", como TSEI.

Cuadro 12.B.1. Resumen de los límites de incertidumbre de la OMM/GCOS (error vectorial cuadrático medio, $k=1$) 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>Umbral para la PNT</i>
CLP	Incertidumbre	1 m s ⁻¹	2 m s ⁻¹	3 m s ⁻¹	5 m s ⁻¹
CLP	Vertical resolution	100-200 m	500 m	250 m	400 m
Troposfera libre	Incertidumbre	1 m s ⁻¹	2 m s ⁻¹	3 m s ⁻¹	5 m s ⁻¹
Troposfera libre	Resolución vertical	500 m	500 m	700 m	1 km
TSEI	Incertidumbre	1 m s ⁻¹	2 m s ⁻¹	3 m s ⁻¹	5 m s ⁻¹
TSEI	Resolución vertical	500 m	500 m	1 km	3 km
Estratosfera superior	Incertidumbre	1 m s ⁻¹	2 m s ⁻¹	5 m s ⁻¹	10 m s ⁻¹
Estratosfera superior	Resolución vertical	1 km	500 m	2 km	3 km
Estabilidad a largo plazo			0,1 m s ⁻¹ en 10 años		

Cuadro 12.B.2. Resumen de los límites de la incertidumbre ($k=1$) 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>Umbral para la PNT</i>
CLP	Incert.	0,5 K	0,5 K	1 K	3 K
CLP	Resolución vertical	100–300 m	1 km	250 m	1 km
Troposfera libre	Incert.	0,5 K	0,5 K	1 K	3 K
Troposfera libre	Resolución vertical	300 m	1 km	500 m	1 km
TSEI	Incert.	0,5 K	0,5 K	1 K	3 K
TSEI	Resolución vertical	300 m	2 km	1 km	3 km
Estratosf. superior	Incert.	0,5 K	0,2 K	3 K	5 K
Estratosf. superior	Resolución vertical	1 km	5 km	1 km	3 km
Estabilidad a largo plazo			0,05 K en 10 años		

Cuadro 12.B.3. Resumen de los límites de rendimiento de la OMM/GCOS ($k = 1$) 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>Umbral para la PNT</i>
Troposfera inferior	Incert.	2 % de humedad relativa	5 % de humedad relativa	5 % de humedad relativa	10 % de humedad relativa
Troposfera inferior	Resolución vertical	100-300 m	2 km	200 m	1 km
Troposfera superior	Incert.	2 % de humedad relativa	5 % de humedad relativa	5 % de humedad relativa	10 % de humedad relativa
Troposfera superior	Resolución vertical	300 m	2 km	500 m	1 km
TSEI	Incert.	No se especifica	5 % de humedad relativa	No se especifica	No se especifica
TSEI	Resolución vertical	No se especifica	2 ^h m	No se especifica	No se especifica
Estabilidad a largo plazo			0,3 % en 10 años		

Nota: La base de datos OSCAR/Requirement y las necesidades del GCOS se refieren 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/GCOS 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 ^a	40 gpm	16 gpm, en promedio	120 gpm
Troposfera inferior	Incertidumbre relativa a la base de la nube ^b	30 gpm		
Troposfera superior	Incertidumbre relativa a la temperatura ^a	40 gpm	14 gpm, en promedio	120 gpm
Estratosfera inferior ecuatorial	Incertidumbre relativa a la temperatura ^a	70 gpm	48 gpm	200 gpm
Estratosfera inferior extratropical	Incertidumbre relativa a la temperatura ^a	100 gpm	68 gpm	300 gpm
Estratosfera superior	Incertidumbre relativa a la temperatura ^a	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. RADIOSONDAS INOCUAS PARA EL MEDIOAMBIENTE

Cada año se lanzan unas 620 000 radiosondas en todo el mundo. Tras su lanzamiento, la radiosonda asciende por la atmósfera hasta que el globo estalla y la radiosonda cae a la Tierra. Todas las radiosondas con segmentos de globo y tren de vuelo caen al suelo o al océano y, por tanto, generan contaminación medioambiental.

Los residuos transportados en globo tienen la capacidad de llegar a zonas muy remotas y a menudo son la única fuente de residuos de origen humano en espacios silvestres interiores, refugios de especies silvestres y otras zonas ecológicamente vulnerables.

Los trenes de vuelo plantean un problema medioambiental particular. A menudo hacen que la carga útil de la radiosonda quede atrapada en árboles y líneas o torres eléctricas, o que quede flotando en los océanos, donde posiblemente permanece varios años. Los trenes de vuelo representan una amenaza de enredo a largo plazo para la fauna silvestre en tierra y en los océanos.

La principal dificultad para fabricar radiosondas inocuas para el medioambiente es encontrar materiales que cumplan los requisitos funcionales y sean biodegradables. La mayoría de las piezas de las radiosondas actuales están fabricadas con materiales no biodegradables. Existen plásticos biodegradables, pero en la actualidad solo un fabricante de radiosondas ha presentado una carcasa de radiosonda fabricada con estos materiales. Se alienta a otros fabricantes a utilizar plásticos biodegradables u otros materiales adecuados para las radiosondas.

Las radiosondas varían en tamaño y peso. Cuando las radiosondas más grandes y pesadas descienden, suponen una amenaza para las personas y los animales. Las tecnologías actuales permiten fabricar radiosondas más pequeñas y ligeras, de unos 100 g. Los globos son más pesados, de unos 350 g o 600 g. Se anima a todos los fabricantes a que reduzcan el tamaño y el peso de sus radiosondas manteniendo su funcionalidad. Una ventaja de las radiosondas más ligeras es que se puede emplear un globo más pequeño, por lo que se necesita menos gas. El tamaño reducido del globo también conlleva que haya menos materiales contaminantes.

Los trenes de vuelo suelen estar fabricados con cuerdas no biodegradables, como el nailon, que pueden persistir en el medioambiente durante decenios. Se recomienda cambiar el material del tren de vuelo por un cordaje biodegradable, como cordeles de algodón o polipropileno sin protección ultravioleta. Eso reducirá el riesgo de enredo para la fauna en los océanos y en tierra, y permitirá liberar más rápidamente las cargas útiles de las radiosondas atrapadas en árboles, cables eléctricos y otras estructuras.

Los globos de látex sintético tienen una tasa de descomposición mucho más lenta que los de látex de caucho natural, por lo que se prefiere el uso de estos últimos.

Las pilas para las radiosondas de todo tipo, por ejemplo, las alcalinas, las de litio y las activadas al agua, contienen sustancias químicas tóxicas y corrosivas. En la actualidad no existen pilas inocuas para el medioambiente, aunque las de litio generan un impacto menor. A medida que los fabricantes reduzcan el consumo de energía de las radiosondas, las pilas podrán ser más pequeñas y se reducirán aún más los residuos totales.

Los operadores y fabricantes de radiosondas deben fomentar la recogida y devolución, o la eliminación de las radiosondas de acuerdo con la normativa local para el tratamiento de los residuos electrónicos y químicos. El globo y el tren de vuelo deben eliminarse como residuos normales. El tratamiento local minimiza las huellas medioambientales adicionales relacionadas con el transporte de las radiosondas usadas. Las baterías de litio usadas requieren una manipulación especial y no está permitido su transporte por vía aérea.

ANEXO 12.D. DIRECTRICES PARA LA ORGANIZACIÓN DE INTERCOMPARACIONES DE RADIOSONDAS Y PARA EL ESTABLECIMIENTO DE SITIOS DE ENSAYO

Nota: Basadas en el *Informe final abreviado con resoluciones y recomendaciones de la duodécima reunión de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (OMM-N° 881)*, anexo II, y actualizadas posteriormente.

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 (la ubicación y otros datos) que se proponen para la intercomparación, las condiciones ambientales y climatológicas, y las 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 entono 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 desempaquetado 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 y similares) 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.

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 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 GCOS.

PARTE III. DIRECTRICES PARA PRUEBAS PROTOTIPO

1. **Introducción**

- 1.1 Las principales comparaciones de radiosondas de la OMM se organizan cada cinco a seis 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 OMM designados para tal fin.

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 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, 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.

2.3 Cuando el objetivo consiste en mejorar el nuevo diseño de radiosonda 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 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

- Balagurov, A.; Kats, A.; Krestyannikova, N. et al. *WMO Radiosonde Humidity Sensor Intercomparison* (WMO/TD-No. 1305). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 85; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2006.
- da Silveira, R. B.; Fisch, G. F.; Machado, L. A. T. et al. *WMO Intercomparison of GPS Radiosondes – Alcântara (Brazil), 20 May–10 June 2001* (WMO/TD-No. 1314). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 90. World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2006.
- Dirksen, R. J.; Sommer, M.; Immler, F. J. et al. Reference Quality Upper-air Measurements: GRUAN Data Processing for the Vaisala RS92 Radiosonde. *Atmos Meas Tech* **2014**, *7*, 4463–4490. <https://doi.org/10.5194/amt-7-4463-2014>.
- Elms, J. *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* (WMO/TD-No. 1197). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 80; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2003.
- Elms, J. B.; Nash, J.; Williams, G. The Difference in Observed Temperatures from Radiosondes Suspended 10 m and 40 m Beneath a 1400 g Balloon. Presented at the *WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*, Geneva, 28 February–2 March 1994. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)* (WMO/TD-No. 588). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 57; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1994.
- Eyre, J. R. Observation Bias Correction Schemes in Data Assimilation Systems: A Theoretical Study of Some of Their Properties. *Q J R Meteorol Soc* **2016**, *142*, 2284–2291. <https://doi.org/10.1002/qj.2819>.
- Eyre, J. R.; Bell, W.; Cotton, J. et al. Assimilation of Satellite Data in Numerical Weather Prediction. Part II: Recent Years. *Q J R Meteorol Soc* **2022**, *148*, 521–556. <https://doi.org/10.1002/qj.4228>.
- Fujiwara, M.; Shiotani, M.; Hasebe, F. et al. Performance of the Meteolabor “Snow White” Chilled-mirror Hygrometer in the Tropical Troposphere: Comparisons with the Vaisala RS80 A/H-Humicap Sensors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **2003**, *20*, 1534–1542. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2003\)020<1534:POTMSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)020<1534:POTMSW>2.0.CO;2).
- Gaffen, D. J. *Historical Changes in Radiosonde Instruments and Practices* (WMO/TD-No. 541). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 50; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1993.
- Global Climate Observing System (GCOS). *The Global Observing System for Climate: Implementation Needs*. (GCOS-200); World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2016.
- Hawson, C. L. *Performance Requirements of Aerological Instruments: An Assessment Based on Atmospheric Variability* (WMO-No. 267). Technical Note No. 112; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1970.
- Ho, S.-P.; Peng, L.; Vömel, H. Characterization of the Long-term Radiosonde Temperature Biases in the Upper Troposphere and Lower Stratosphere Using COSMIC and Metop-A/GRAS Data from 2006 to 2014. *Atmospheric Chemistry and Physics* **2017**, *17*, 4493–4511. <https://doi.org/10.5194/acp-17-4493-2017>.
- Hock, T. F.; Franklin, J. L. The NCAR GPS Dropwindsonde. *Bull Amer Meteor Soc* **2017**, *80*, 407–420. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<0407:TNGD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<0407:TNGD>2.0.CO;2).
- Hooper, A. H. *Upper-air Sounding Studies* (WMO-No. 394), Volume I. Technical Note No. 140; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1975.
- Hooper, A. H. *Algorithms for Automatic Aerological Soundings* (WMO/TD-No. 175). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 21; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1986.
- Hyland, R. W.; Wexler, A. Formulations for the Thermodynamic Properties of the Saturated Phases of H₂O from 173.15 K to 473.15 K. *ASHRAE Transactions* **1983**, *89(2A)* 500–519.
- Ingleby, B. *An Assessment of Different Radiosonde Types 2015/2016*. Unpublished ECMWF Technical Memorandum (ECMWF Technical Memorandum No. 807), 2017.
- Ingleby, B.; Motl, M.; Marlton, G. et al. On the Quality of RS41 Radiosonde Descent Data, *Atmos Meas Tech Discuss* **2021** [preprint]. <https://doi.org/10.5194/amt-2021-183>.
- Ivanov, A.; Kats, A.; Kurnosenko, S. et al. *WMO International Radiosonde Comparison – Phase III, Dzhabul (USSR), 1989: Final Report* (WMO/TD-No. 451). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 40; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1991.

- Jensen, M. P.; Holdridge, D. J.; Survo, P. et al. Comparison of Vaisala Radiosondes RS41 and RS92 at the ARM Southern Great Plains Site, *Atmos Meas Tech* **2016**, 9, 3115–3129. <https://doi.org/10.5194/amt-9-3115-2016>.
- Kitchen, M. Representativeness Errors for Radiosonde Observations. *Q J R Meteorol Soc* **1989**, 115, 673–700. <https://doi.org/10.1002/qj.49711548713>.
- Lee, S.-W.; Choi, B. I.; Woo S.-B. et al. Calibration of a Radiosonde Humidity Sensor at Low Temperature and Low Pressure. *Metrologia* **2019**, 56:055008. <https://doi.org/10.1088/1681-7575/ab336f>.
- Lee, S.-W.; Kim, S.; Lee, Y.-S. et al. Radiation Correction and Uncertainty Evaluation of RS41 Temperature Sensors by Using an Upper-air Simulator. *Atmos Meas Tech* **2022a**, 15, 1107–1121. <https://doi.org/10.5194/amt-15-1107-2022>.
- Lee, S.-W.; Kim, S.; Lee, Y.-S. et al. Laboratory Characterisations and Intercomparison Sounding Test of Dual Thermistor Radiosondes for Radiation Correction. *Atmos Meas Tech Discuss* **2022b** [preprint]. <https://doi.org/10.5194/amt-2021-343>.
- List, R. J. *Smithsonian Meteorological Tables*; Washington, DC: Smithsonian Institution Press, 1968.
- Luers, J. K.; Eskridge, R. E. Use of Radiosonde Temperature Data in Climate Studies. *Journal of Climate* **1998**, 11, 1002–1019. <https://www.jstor.org/stable/26242973>.
- Miloshevich, L. M.; Paukkunen, A.; Vömel H. et al. Development and Validation of a Time-lag Correction for Vaisala Radiosonde Humidity Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **2004**, 21, 1305–1327. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2004\)021<1305:DAVOAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2004)021<1305:DAVOAT>2.0.CO;2).
- Moradi, I.; Soden, B.; Ferraro, R. et al. Assessing the Quality of Humidity Measurements from Global Operational Radiosonde Sensors, *J Geophys Res Atmos* **2013**, 118, 8040–8053. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50589>.
- Nash, J.; Elms, J. B.; Oakley, T. J. Relative Humidity Sensor Performance Observed in Recent International Radiosonde Comparisons. In *Proceedings of the Ninth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, North Carolina, 27–31 March 1995, 43–48.
- Nash, J.; Oakley, T.; Vömel, H. et al. *WMO Intercomparison of High Quality Radiosonde Systems – Yangjiang, China, 12 July–3 August 2010* (WMO/TD-No. 1580). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 107; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2011.
- Nash, J.; Schmidlin, F. J. *WMO International Radiosonde Comparison (UK 1984, USA 1985): Final Report* (WMO/TD-No. 195). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 30; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1987.
- Nash, J.; Smout, R.; Oakley, T. et al. *WMO Intercomparison of Radiosonde Systems – Vacoas, Mauritius, 2–25 February 2005* (WMO/TD-No. 1303). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 83; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2005.
- Newman, S.; Carminati, F.; Lawrence, H. et al. Assessment of New Satellite Missions within the Framework of Numerical Weather Prediction. *Remote Sensing* **2020**, 12, 1580. <https://doi.org/10.3390/rs12101580>.
- Paukkunen, A. Sensor Heating to Enhance Reliability of Radiosonde Humidity Measurement. In *Proceedings of the Ninth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, North Carolina, 27–31 March 1995, 65–69.
- Philipona, R.; Kräuchi, A.; Romanens, G. et al. Solar and Thermal Radiation Errors on Upper-air Radiosonde Temperature Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **2013**, 30, 2382–2393. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00047.1>.
- Ruston, B.; Bowler, N.; Healy S. et al. GNSS-RO Sounding in the Troposphere and Stratosphere. In *Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications, Volume IV*; Park, S. K.; Xu, L., Eds. Springer, 2022; 373–395. <https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-030-77722-7>.
- Schmidlin, F. Recent Application of the Accurate Temperature Measuring (ATM) Radiosonde. Presented at the *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2006)*, Geneva, 4–6 December 2006. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2006)* (WMO/TD-No. 1354). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 94; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2006.
- Schmidlin, F. J.; Sang Lee, H.; Ranganayakamma, B. Deriving the Accuracy of Different Radiosonde Types Using the Three-thermistor Radiosonde Technique. In *Proceedings of the Ninth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, North Carolina, 27–31 March 1995, 27–31.
- Shimizu, K.; Hasebe, F. Fast-response High-resolution Temperature Sonde Aimed at Contamination-free Profile Observations. *Atmospheric Measurement Techniques* **2010**, 3, 1673–1681. <https://doi.org/10.5194/amt-3-1673-2010>.

- Smees, M; Nash, J. et al. A New Operational Radiosonde for the UK: Procurement Testing at Camborne Met Office, September–October 2009 [Poster]. Presented at the *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2010)*, Helsinki, 30 August–1 September 2010. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2010)* (WMO/TD-No. 1546). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 104; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2010.
- Sonntag, D. Advancements in the Field of Hygrometry. *Meteorologische Zeitschrift* **1994**, 3(2), 51–66. <https://doi.org/10.1127/metz/3/1994/51>.
- Sun B.; Calbet, X.; Reale, A. et al. Accuracy of Vaisala RS41 and RS92 Upper Tropospheric Humidity Compared to Satellite Hyperspectral Infrared Measurements. *Remote Sensing* **2021** 13(2), 173. <https://doi.org/10.3390/rs13020173>.
- Turner, D. D.; Lesht, B. M.; Clough, S. A. et al. Dry Bias and Variability in Vaisala RS80-H Radiosondes: The ARM Experience. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **2003**, 20, 117–132. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2003\)020<0117:DBAVIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2003)020<0117:DBAVIV>2.0.CO;2).
- Turtiainen, H.; Tammela, S.; Stuns, I. A New Radiosonde Temperature Sensor with Fast Response Time and Small Radiation Error. In *Proceedings of the Ninth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, North Carolina, 27–31 March 1995, 60–64.
- Vömel, H.; David D. E.; Smith, K. Accuracy of Tropospheric and Stratospheric Water Vapor Measurements by the Cryogenic Frost Point Hygrometer: Instrumental Details and Observations. *Journal of Geophysical Research* **2007**, 112, D08305. <https://doi.org/10.1029/2006JD007224>.
- von Rohden, C.; Sommer, M.; Naebert, T. et al. Laboratory Characterisation of the Radiation Temperature Error of Radiosondes and its Application to the GRUAN Data Processing for the Vaisala RS41, *Atmos Meas Tech* **2022**, 15, 383–405. <https://doi.org/10.5194/amt-15-383-2022>.
- Wade, C. G. Calibration and Data Reduction Problems Affecting National Weather Service Radiosonde Humidity Measurements. In *Proceedings of the Ninth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, North Carolina, 27–31 March 1995, 37–42.
- Wang, J.; Zhang, L. Systematic Errors in Global Radiosonde Precipitable Water Data from Comparisons with Ground-based GPS Measurements. *Journal of Climate* **2008**, 21, 2218–2238. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1944.1>.
- Wang, J.; Zhang, L.; Dai, A. et al. Radiation Dry Bias Correction of Vaisala RS92 Humidity Data and its Impacts on Historical Radiosonde Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **2013**, 30, 197–214. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00113.1>.
- Wexler, A. Vapor Pressure Formulation for Water in Range 0 to 100 °C. A Revision. *Journal of Research of the National Bureau of Standards – A. Physics and Chemistry* **1976**, 80A(5 and 6), 775–785. <https://doi.org/10.6028%2Fjres.080A.071>.
- Wexler, A. Vapor Pressure Formulation for Ice. *Journal of Research of the National Bureau of Standards – A. Physics and Chemistry* **1977**, 81A(1), 5–20. <https://doi.org/10.6028%2Fjres.081A.003>.
- World Meteorological Organization (WMO). *International Meteorological Vocabulary* (WMO-No. 182). Geneva, 1992.
- World Meteorological Organization (WMO). *GRUAN Implementation Plan 2009–2013* (WMO/TD-No. 1506). GCOS-134. Geneva, 2009.
- World Meteorological Organization (WMO). *Manual on Codes* (WMO-No. 306), Volume I.1. Geneva, 2019.
- World Meteorological Organization (WMO). *Technical Regulations* (WMO-No. 49), Volume I. Geneva, 2019.
- World Meteorological Organization (WMO). *Manual on the WMO Integrated Global Observing System* (WMO-No. 1160). Geneva, 2021.
- Yagi, S.; Mita, A.; Inoue, N. *WMO International Radiosonde Comparison – Phase IV, Tsukuba, Japan, 15 February–12 March 1993: Final Report* (WMO/TD-No. 742). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 59; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1996.
- Nash, J. *Measurement of Upper-air Pressure, Temperature and Humidity*. Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 121. World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2015.

CAPÍTULO 13. MEDICIÓN DEL VIENTO EN ALTITUD

13.1 GENERALIDADES

13.1.1 Definiciones

Puede consultarse información general sobre el tema que ocupa este capítulo, así como algunas definiciones, en el [Manual del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM](#) (OMM-N° 1160).

Observación con globo piloto. Determinación de los vientos en altitud siguiendo la trayectoria de un globo libre con la ayuda de un dispositivo. (Generalmente el término “piloto” se utiliza para referirse a los informes únicamente sobre el viento a partir de observaciones de globo).

Observación de radioviento. Determinación de los vientos en altitud siguiendo la trayectoria de un globo libre por medios electrónicos.

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 del [volumen III](#) de la presente guía se examinan las técnicas relativas a los globos, sí 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.

Antes de 2010 aproximadamente, los perfiles de radiosonda se notificaban como si fueran verticales, es decir, solo se indicaba la posición de lanzamiento. No obstante, puede haber una deriva horizontal considerable durante el ascenso de un globo (de hasta unos 300 km) y ahora es posible, y muy recomendable, indicar la posición en cada nivel. La determinación de la posición y del viento están estrechamente relacionadas.

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.

Debe procederse con especial cuidado al informar de la dirección del viento cerca del Polo Norte o del Polo Sur, sobre todo de la posición en cada nivel. Una radiosonda que cruza el Polo Norte debe estar en un flujo de aire del sur justo antes de cruzar el polo y en un flujo de aire del norte

justo después. En los informes BUFR debería indicarse la dirección del viento relativa a la longitud en cada nivel. (Las claves alfanuméricas antiguas utilizaban un sistema de coordenadas especial para las estaciones situadas a menos de 1° de latitud del polo).

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 del presente volumen (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 (F) de una unidad de masa de cualquier cosa es la integral de la gravedad normal del NMM ($z_{\text{geométrica}} = 0$) 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, φ .

Este geopotencial se divide por la gravedad normal a 45° 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 γ_{45° se tomó en la definición como 9,80665 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 del presente volumen (cuadro 12.4)). Las alturas geopotenciales utilizadas en los informes del viento en altitud tienen como referencia el geoide (nivel del mar), pero en numerosos sistemas el cálculo de estas 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 del presente volumen, 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). Para la predicción mundial, los vientos son especialmente importantes en el nivel de las corrientes en chorro y en los trópicos.

- a) 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.
- b) Son fundamentales para la seguridad y el ahorro de las operaciones aeronáuticas.
- c) 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 limitan la puntería de la artillería moderna y, por lo tanto, tienen importancia para la seguridad de las operaciones militares.

- d) El viento en altitud es una de las variables climáticas esenciales.
- e) Los vientos en altitud *in situ* se utilizan en la verificación de los pronósticos de PNT y en la validación de los vientos por satélite.

13.1.3.2 **Mejoras en los procedimientos de notificación**

En los sistemas modernos de radioviento, las computadoras tienen la capacidad de suministrar fácilmente toda la estructura detallada (normalmente 1 segundo, ~5 m en la vertical) 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. De conformidad con lo convenido, en el marco de la Red Mundial Básica de Observaciones (GBON) ([Manual del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM](#) (OMM-N° 1160)), los valores deberían notificarse al menos cada 100 m en la vertical (de ser posible); desde enero de 2023, esto sustituye a los requisitos de resolución indicados en el anexo 12.B del capítulo 12 del presente volumen. Algunos usuarios siguen considerando útil disponer además de informes con niveles de presión tipo. Los perfiles deben facilitarse como informes BUFR de alta resolución. Los informes BUFR deberían generarse a partir de los perfiles completos; los intentos de convertir los informes TEMP a BUFR plantean varios problemas y no proporcionan una alta resolución ni la posición en cada nivel (véase Ingleby y otros, 2016).

Todavía se utilizan las claves alfanuméricas obsoletas FM 35-XI Ext. TEMP y FM 32-XI Ext. PILOT. Con arreglo al [Manual de claves](#) (OMM-N° 306), volumen I.1, se acepta una desviación de las velocidades del viento de hasta 5 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 las incertidumbres de las observaciones. En ocasiones, el proceso de cifrado también puede reducir la resolución notificada más allá de los requisitos de incertidumbre indicados en el capítulo 12 del presente volumen. Se obtienen resultados mejores utilizando un límite de ajuste correspondiente a una velocidad del viento de 3 m s⁻¹ en lugar de 5 m s⁻¹, que puede aplicarse para los mensajes TEMP y PILOT, como práctica nacional. 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. Con los informes de alta resolución vertical no hay necesidad de niveles “significativos” (punto de inflexión).

13.1.3.3 **Requisitos de incertidumbre**

Los requisitos de incertidumbre 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 del presente volumen (anexos 12.A y 12.B). En la mayoría de los casos, los sistemas de medición del viento en altitud deberían poder medir vientos de entre 0 y 100 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°, 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 una incertidumbre vectorial típica (2σ) superior o igual a 3 m s⁻¹ en la troposfera inferior y de 5 a 6 m s⁻¹ en la troposfera superior y la estratosfera (Nash, 1994). El uso generalizado de sistemas de medición del viento mediante sistemas mundiales de navegación por satélite (GNSS) significa que muchos sistemas modernos funcionan aún mejor,

con una incertidumbre vectorial típica ($k = 2$) menor de 1 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) (Nash y otros, 2011)).

En la figura 13.1 se muestran ejemplos de perfiles verticales de vientos horizontales de Yangjiang (China) y el 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.

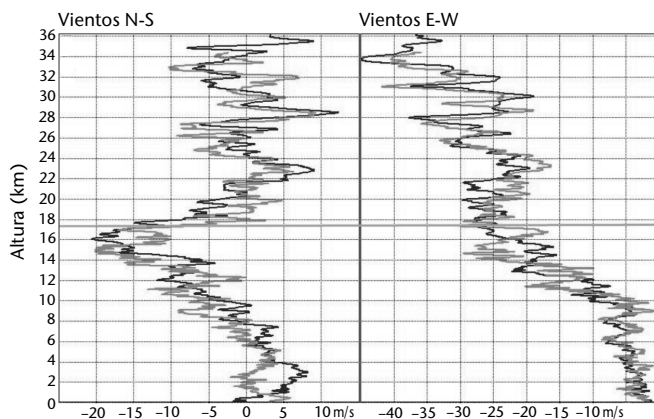
La figura 13.1 b) corresponde al principio del invierno en el Reino Unido, en que la tropopausa es mucho más baja, a unos 11 km, pero nuevamente en este caso, los vientos más fuertes asociados con el chorro en la troposfera superior se extienden al menos hasta a 16 km. Las grandes perturbaciones en el 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 del 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.

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 incertidumbre aceptable de las mediciones del viento a la resolución vertical más alta.

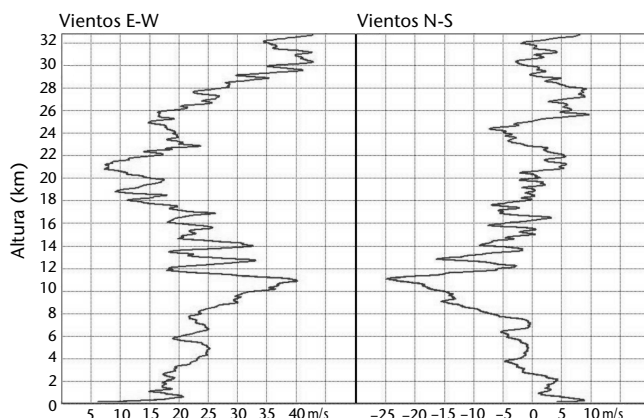
Es frecuente especificar mediciones del viento en altitud con muy poca incertidumbre para ciertos tipos de operaciones, como el lanzamiento de cohetes. En este caso, deben usarse globos especiales de superficie moldeada, que siguen los vientos más de cerca que los globos meteorológicos ordinarios. Como las observaciones deberán realizarse cerca del emplazamiento requerido y con un margen de tiempo dado, para cumplir esas condiciones de baja incertidumbre 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)).

13.1.3.4 **Requisitos de altitud máxima**

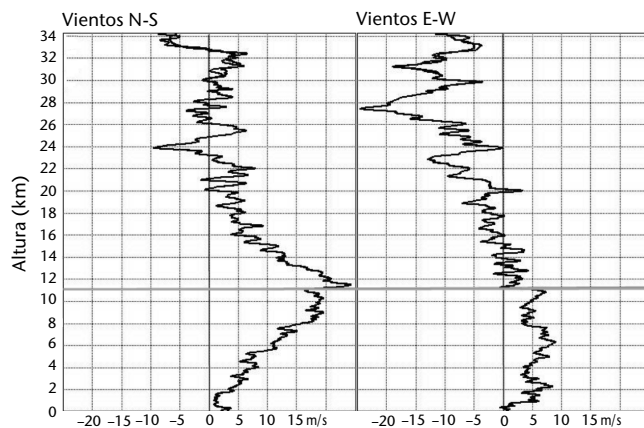
En algunos emplazamientos, especialmente los que forman parte del GCOS, podría ser necesario utilizar equipos provistos de globos (como los examinados en este capítulo) para obtener información sobre el viento en altitud hasta alturas de 35 km o más. Los globos necesarios para alcanzar estas alturas son más costosos que los pequeños que transportan los sistemas de radiovientosonda a alturas de entre 20 y 25 km. Desde enero de 2023, la GBON ([Manual del Sistema Mundial Integrado de Observación de la OMM](#) (OMM-N° 1160)) especifica el espaciamiento y la frecuencia de las observaciones hasta un nivel de 30 y 10 hPa.



a) Vuelo 1 a las 8.00 horas (en negro) y vuelo 3 a las 14.48 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 el Reino Unido; la línea gris horizontal indica la altura de la tropopausa.

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 el [volumen III](#) de la presente guía. 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. En 2020, algunos sistemas de PNT comenzaron a utilizar mediciones del viento en la línea de visibilidad obtenidas por medio de dispositivos de lidar a bordo de satélites; los mayores resultados se obtuvieron en los trópicos en los niveles superiores. Los radares sónicos (sodares), los lidares 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 del presente volumen (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 incertidumbre 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, ello significa generalmente utilizar las señales GPS de NAVSTAR, aunque otros servicios de radionavegación introducidos más recientemente también podrían utilizarse. 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 Lange (1985). En 2016, la mayoría de las estaciones transmisoras con sistemas LORAN habían cerrado, y la mayoría de los usuarios de radiosondas habían cambiado al GPS unos años antes.

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.

La mayoría de las radiosondas GNSS utilizan 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 GNSS 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 algunas 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 (véase 13.2.3) o un radar secundario (véase 13.2.2.2) 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 13.2.2.1) 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° en elevación y acimut, mientras que el margen de incertidumbre 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 incertidumbre 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 con baja incertidumbre 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 incertidumbre 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. En el caso de los sistemas de seguimiento por teodolito y radar, es importante que la orientación del sistema (hacia el norte verdadero) se ajuste correctamente para evitar sesgos en la dirección del viento.

13.2.1 **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 en algunos casos se complementan con otros GNSS.

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 de la radiosonda, la mayor parte del procesamiento de 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 incertidumbre de las mediciones de posición de la radiosonda GPS no se reduce significativamente en función del alcance de las estaciones en tierra (véase Nash y otros, 2011).

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.

13.2.1.1 **Disponibilidad de señales navaid**

Las operaciones internacionales de navegación ya utilizan principalmente señales de satélites GPS en órbita alrededor de la Tierra. Estas señales satelitales ya han sustituido a las recibidas de transmisores terrestres fijos. Los otros servicios de navegación satelital mundial en funcionamiento son GLONASS (Federación de Rusia), BeiDou (COMPASS, China), y Galileo (Europa). En el pasado, algunas radiosondas utilizaban señales de transmisores terrestres LORAN. Para más información al respecto, véanse las versiones del presente capítulo de ediciones anteriores.

Aunque el cálculo de los valores de viento mediante el sistema de navegación GPS es complejo 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 Nash y otros, 2011). 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.

13.2.1.2 **Sistema de Posicionamiento Global**

Las radiosondas GNSS se utilizan actualmente en aproximadamente el 65 % de las estaciones de la red mundial de radiosondas.

El GPS de NAVSTAR es un sistema de radionavegación con baja incertidumbre basado en señales de radio emitidas por una constelación de 25 satélites que orbitan a la Tierra en seis planos. Cada uno de los planos orbitales intersecta el ecuador con un espaciamiento de 60° y una inclinación orbital de 55° 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 antenas pequeñas utilizadas para recibir las señales GPS deberán estar ubicadas en la parte superior de la radiosonda, y deberían estar libres de obstáculos en todas las direcciones que apunten al horizonte. Su tamaño pequeño ofrece cierta protección contra 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. Normalmente, la medición del viento por GNSS se combina con mediciones de temperatura y humedad, pero hay sistemas que solo proporcionan perfiles de viento.

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 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 ocasiones se producen lagunas en los perfiles del viento debido a la escasez de buenas señales). 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 (Nash y otros, 2011). Los vientos pueden derivarse de una serie de posiciones o del efecto Doppler instantáneo de las señales, o de una combinación de ambos.

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.

13.2.2 **Radar**

13.2.2.1 ***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 requeridos para las mediciones del viento en altitud que se indican en el capítulo 12 del presente volumen. Los radares de seguimiento de alta precisión permiten conseguir una incertidumbre muy baja 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 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 los que no suele hacerse el mantenimiento del equipo; en la mayoría de los países ahora se utilizan radiosondas GPS o radioteodolitos.

13.2.2.2 **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 13.5) 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 Ivanov y Tseitlin, 2005).

13.2.3 **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° , es posible cumplir la mayoría de los requisitos de incertidumbre indicados en el capítulo 12 del presente volumen 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 el inciso 13.5.3). Cuando los vientos en altitud se mantienen muy fuertes es muy difícil cumplir los requisitos de incertidumbre que se detallan en el capítulo 12 del presente volumen utilizando un radioteodolito, a menos que se emplee un transpondedor para obtener una medición del alcance oblicuo (véase el inciso 13.2.2.2).

Por lo general, se utiliza 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 incertidumbre de $0,1^\circ$. Así, el radioteodolito podría hacer seguimientos a elevaciones bajas, del orden de 6° a 10° , 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° . 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 m s^{-1}) en los datos de viento.

Mientras el radioteodolito sigue la trayectoria de la radiosonda, transmite a la computadora 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 incertidumbre 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.

13.2.4 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 Douglas y otros, 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 $0,025^\circ$. La incertidumbre de colimación horizontal y vertical no debería ser superior 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° .

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 incertidumbres.

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, en algunos casos, 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 incertidumbre de la medición es demasiado elevada en niveles superiores, podría ser necesario reducir la resolución vertical de la medición por debajo del nivel óptimo requerido a fin de mantener las incertidumbres de medición dentro de límites aceptables. También es posible utilizar el efecto Doppler de las señales GNSS para obtener directamente la velocidad.

Los algoritmos eficaces de corrección inicial y suavizado pueden utilizar polinomios de bajo orden (Acheson, 1970) o splines cúbicos (de Boor, 1978). En Hooper (1986a) 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 sistemas de radionavegación

El desarrollo de observaciones del viento mediante GPS fue descrito por primera vez por Call (1994) y Kaisti (1995). Estos sistemas no decodificaban las señales de GPS recibidas, y ahora han sido sustituidos por radiosondas 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 y las incertidumbres 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.

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 Nash y otros (2011) se establecen las incertidumbres típicas 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 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° . Cuando los ángulos sean menores de 15° , 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 menor incertidumbre 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° ; a los $0,05^\circ$ más próximos cuando sean iguales o inferiores a 20° , pero mayores de 15° ; y a los $0,01^\circ$ más próximos cuando sean iguales o inferiores a 15° . 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 menor incertidumbre, habría que utilizar la técnica con dos teodolitos. 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 reducir la incertidumbre 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 reducir la incertidumbre de la medición, pero obliga a realizar los cálculos en una computadora personal (véanse Lange, 1988; Passi, 1978).

13.4 UBICACIÓN DEL EQUIPO EN TIERRA

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.

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° en el punto de observación. Un emplazamiento ideal sería una colina simétrica con una pendiente de unos 6° para una distancia de 400 m, en una hondonada rodeada de promontorios con una elevación angular de 1° o 2° .

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 INCERTIDUMBRE

13.5.1 Generalidades

Las incertidumbres generadas en las mediciones del viento en altitud son una combinación de los errores debidos a un seguimiento imperfecto del movimiento horizontal del objetivo, las incertidumbres en la altura asignada al objetivo y las diferencias entre el movimiento del objetivo y el movimiento atmosférico real.

13.5.1.1 *Incetidumbres 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 mucho con el alcance o con la altura.

En Vockeroth (1975) se evaluaron las incertidumbres resultantes del cálculo manual de los datos de viento, llegándose a la conclusión de que el riesgo de introducir incertidumbres apreciables utilizando métodos manuales para calcular datos de viento (mesas de trazado, reglas de cálculo...) era demasiado grande, y que deberían automatizarse los cálculos en la medida de lo posible.

La incertidumbre 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 incertidumbre 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, las incertidumbres pueden comunicarse utilizando las tablas BUFR adecuadas (*Manual de claves* (OMM-Nº 306), volumen I.1).

Cuando la incertidumbre de seguimiento del objetivo comienza a introducir una incertidumbre de viento inaceptable 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 *Incetidumbres en la asignación de altura*

Los errores en la asignación de altura para vientos medidos con radiovientosondas en la troposfera y en la estratosfera inferior serán los mismos que los analizados para mediciones del viento en altitud en el capítulo 12 del presente volumen. Estos errores serán mayores para las radiosondas que utilizan sensores de presión en la estratosfera superior y serían más significativos para la PNT 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 las incertidumbres en la asignación de altura.

No debería haber 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, lo que produce un desfase o un sesgo. Todos los tipos de error de cronometría podrían dar lugar a grandes incertidumbres 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. En general, los métodos de filtrado están patentados y no se publican. Probablemente la amplitud de las oscilaciones pendulares en los datos brutos ha aumentado con el tiempo debido al uso de suspensiones más largas para reducir los efectos de la estela en las mediciones de la temperatura estratosférica.

El movimiento del globo respecto de la atmósfera, producido por la formación de vórtices a lo largo de la estela del globo, puede ocasionar incertidumbres de hasta 1 o 2 m s⁻¹ (nivel 2 σ o un nivel de confianza del 95 %) en el seguimiento de pequeños globos piloto (de 50 g de peso) a resoluciones verticales de 50 m. Las incertidumbres por 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) (MacCready, 1965).

El deslizamiento horizontal de los paracaídas de las radiosondas respecto de la atmósfera puede suponer también un factor limitador de la incertidumbre 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 **Incetidumbres 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 la incertidumbre del cuadro 13.2 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

Cuadro 13.2. Incertidumbre vectorial aleatoria ($k = 2$) 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> ($m s^{-1}$)	<i>Incertidumbre vectorial cuadrática media a 2 km de resolución vertical</i> ($m s^{-1}$)	<i>Incertidumbre vectorial cuadrática media a 300 m de resolución vertical</i> ($m s^{-1}$)	<i>Incertidumbre vectorial cuadrática media a 100 m de resolución vertical</i> ($m s^{-1}$)
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 ^a	0,3-0,9 ^a	0,4-1,4 ^a
Estratosfera 17-34 km	Hasta $\pm 0,15$	0,15-0,40 ^b	0,3-0,8 ^b	0,4-1,1 ^b

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.

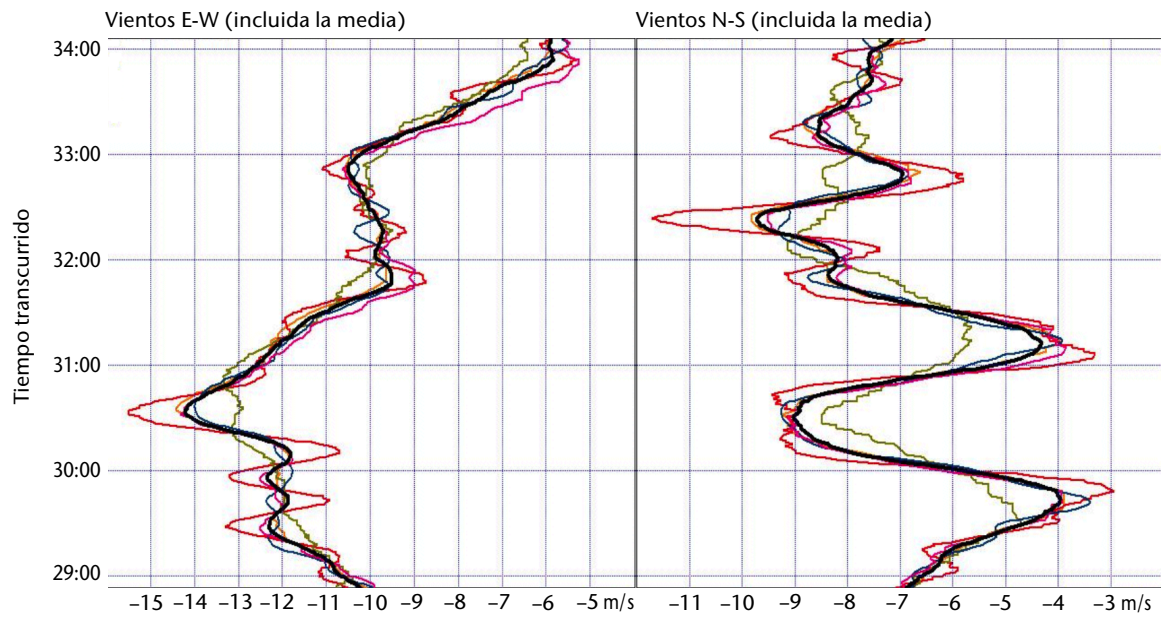
una muestra breve de datos de los vuelos pueden verse las diferencias, ya que la concordancia general es mucho mejor que lo que fue la norma en las primeras mediciones operativas del vientos.

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 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.

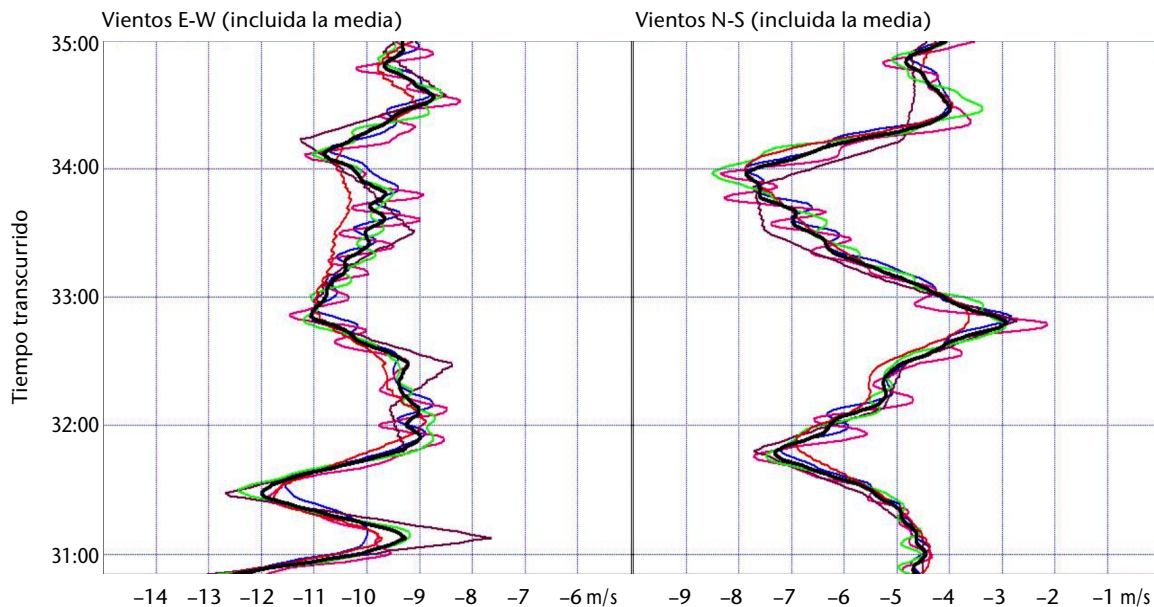
Estos extractos, que no representan lo mejor ni lo peor, sugieren que el procesamiento de la medición del viento con GPS ha alcanzado un nivel relativamente bueno y que una gran cantidad de fabricantes han obtenido resultados satisfactorios. Esto se confirmó cuando se generaron estadísticas de los 60 vuelos realizados con radiosondas GPS operativas en Yangjiang (véase el cuadro 13.2). 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. Las incertidumbres que muestra el cuadro 13.2 son suficientemente aceptables para satisfacer el requisito óptimo del usuario respecto de los vientos mencionado en el capítulo 12 del presente volumen (anexo 12.A).

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 13.2. 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 incertidumbre 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 de la mayor incertidumbre vectorial cuadrática media registrada cerca de los 16 km en el cuadro 13.2. En pruebas realizadas en el Reino Unido (60 vuelos) a lo largo de varias estaciones



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 (Nash y otros, 2011)

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 13.2. No obstante, las incertidumbres vectoriales cuadráticas medias en la troposfera superior se situaron entre 0,3 y 0,6 m s^{-1} a una resolución vertical de 100 m, y entre 0,2 y 0,5 m s^{-1} 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 el 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

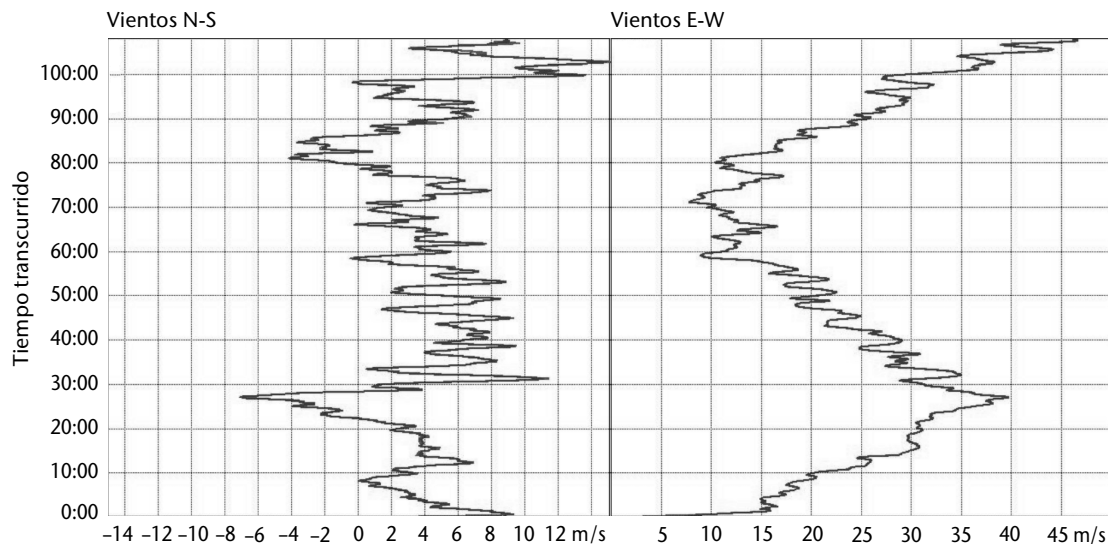


Figura 13.3. Ejemplo de un perfil vertical de viento medido independientemente por radiosondas GPS de dos fabricantes diferentes en Camborne (Reino Unido), que muestra la estructura en pequeña escala presente en muchas mediciones correctas. El programa informático de procesamiento de la radiosonda debe indicar qué partes del vuelo son menos fiables cuando la recepción de las señales de GPS es claramente menos fiable de lo habitual.

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 incertidumbres aleatorias grandes (véase, por ejemplo, el perfil del viento en la figura 13.3).

13.5.3 Incertidumbres 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:

$$\varepsilon_v^2 = 2 \cdot \left[\varepsilon_r^2 \cdot Q^2 / (Q^2 + 1) + \varepsilon_\theta^2 \cdot h^2 + \varepsilon_\phi^2 \cdot h^2 \cdot Q^2 \right] / \tau^2 \quad (13.3)$$

- b) mediciones de acimut, ángulo de elevación y altura mediante teodolitos ópticos o radioteodolitos y radiosondas:

$$\varepsilon_v^2 = 2 \cdot \left[\varepsilon_h^2 \cdot Q^2 + \varepsilon_\theta^2 \cdot h^2 \cdot (Q^2 + 1)^2 + \varepsilon_\phi^2 \cdot h^2 \cdot Q^2 \right] / \tau^2 \quad (13.4)$$

donde ε_v es la incertidumbre vectorial del valor de viento calculado; ε_r es la incertidumbre aleatoria en la medición del alcance oblicuo; ε_θ es la incertidumbre aleatoria en la medición del ángulo de elevación; ε_ϕ es la incertidumbre aleatoria en la medición del acimut; ε_h es la incertidumbre aleatoria de la altura (deducida 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 τ es el intervalo de tiempo transcurrido entre las muestras.

El cuadro 13.3 ilustra las diferencias de incertidumbre vectorial del viento 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⁻¹. Los valores de la incertidumbre 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; $\varepsilon_\theta = 0,1^\circ$; $\varepsilon_\varphi = 0,1^\circ$; ε_h = incertidumbre de altura equivalente a una incertidumbre de presión de 1 hPa; $\tau = 1$ min.

El cuadro 13.3 pone de manifiesto que las mediciones efectuadas con un radioteodolito (o teodolito óptico) tienen claramente una incertidumbre mayor 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 13.3 indican las magnitudes de las incertidumbres, pero no sus direcciones.

Cuando las incertidumbres tangenciales y radiales son muy diferentes en magnitud, la distribución de errores es muy elíptica y las incertidumbres combinadas tienden a concentrarse paralela o perpendicularmente al eje de la antena de seguimiento. El cuadro 13.4 muestra los cocientes entre algunas de las incertidumbres tangenciales y radiales que se combinan para obtener las incertidumbres vectoriales del cuadro 13.3. En el cuadro 13.4, 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 las incertidumbres 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 la incertidumbre aleatoria en la altura de la radiosonda se convierte en el mayor de los términos.

Los resultados indicados en los cuadros 13.3 y 13.4 se basan en una evaluación teórica de las incertidumbres 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 disminuciones de la incertidumbre 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 13.5 contiene estimaciones de la incertidumbre de medición real lograda por varios radares y radioteodolitos en las cuatro fases de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM (en el inciso 13.6.1.2 se encontrarán referencias al respecto).

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 el Japón por los 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 de las incertidumbres no fue tan acusado como figura en el cuadro 13.4, probablemente porque las incertidumbres aleatorias en las razones de cambio del acimut y de la elevación fueron, en la práctica, menores que los adoptados para el cuadro 13.4.

En la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China) (Nash y otros, 2011), China utilizó un radar secundario moderno que funcionaba a 1 680 MHz con el sistema de radiosonda 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

Cuadro 13.3. Incertidumbre 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					
	ε_v 5 km	ε_v 10 km	ε_v 15 km	ε_v 20 km	ε_v 25 km	ε_v 30 km	ε_v 5 km	ε_v 10 km	ε_v 15 km	ε_v 20 km	ε_v 25 km	ε_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 las incertidumbres adicionales introducidas por interferencias debidas a trayectos múltiples en las observaciones del radioteodolito. Cabe esperar incertidumbres 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, las incertidumbres del radioteodolito deberían dividirse, al menos, por un factor de cuatro para que correspondan a la práctica operativa.

Cuadro 13.4. Relación entre los componentes del error en las observaciones del viento en altitud ($\alpha_v = \text{error tangencial/error radial } \alpha$)

Q	Radar						Radioteodolito					
	α_{ε_v} 5 km	α_{ε_v} 10 km	α_{ε_v} 15 km	α_{ε_v} 20 km	α_{ε_v} 25 km	α_{ε_v} 30 km	α_{ε_v} 5 km	α_{ε_v} 10 km	α_{ε_v} 15 km	α_{ε_v} 20 km	α_{ε_v} 25 km	α_{ε_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

alcance era de unos 15 km y la incertidumbre vectorial cuadrática media ($k = 2$) 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, ε_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 Incertidumbres en las observaciones con globos piloto

Los errores instrumentales de un buen teodolito óptico no suelen ser superiores a $\pm 0,05^\circ$ 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 $0,1^\circ$. La importancia de estos errores aumenta en los grandes alcances y cuando se opera a elevaciones bajas.

Cuadro 13.5. Estimaciones de las incertidumbres vectoriales aleatorias típicas (nivel 2σ , 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 α_{ev} para cada una de las cuatro fases)

<i>Sistema</i>	ϵ_v 3 km	α_{ev} 3 km	Q 3 km	ϵ_v 18 km	α_v 18 km	Q 18 km	ϵ_v 28 km	α_{ev} 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 ^a
Radioteodolito (Estados Unidos)	2,1	≈1	1,5	4,8	≈1	2,5	5,2	≈1	1	Reino Unido
Radioteodolito (Estados Unidos)	2,8	≈1	2,5	10,4	0,4	6	9	0,33	4	Estados Unidos
Radioteodolito portátil	1,5	≈1	<1	4,8	≈1	3	5,8	≈1	1,5	Kazajstán
Radioteodolito portátil	2,2	≈1	1,5	12	0,31	5,5	9	0,23	4	Japón
Radioteodolito (Japón)	1,7	≈1	1,5	6,4	0,48	5,5	4,7	0,48	4	Japón
Radar secundario (AVK, Federación de Rusia)	1,5	≈1	<1	2,6	≈1	3	2,6	≈1	1,5	Kazajstán
Radar secundario (China)	1,5	≈1	<1	3,8	≈1	3	3,4	≈1	1,5	Kazajstán

Nota:

a Datos obtenidos de la prueba realizada en el Reino Unido después de la fase I de la Comparación internacional de radiosondas de la OMM (véase Edge y otros, 1986).

En los ascensos con un solo teodolito, la mayor fuente de incertidumbre es 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 dos teodolitos, el efecto de los errores del sistema depende del método de evaluación adoptado. Schaeffer y Doswell (1978) han proporcionado análisis de la incertidumbre.

13.5.5 Incertidumbres 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 PNT 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 las incertidumbres vectoriales de los instrumentos que figuran en el cuadro 13.2 para una resolución vertical de 300 m. Parte de esta discrepancia será el resultado de la elevada

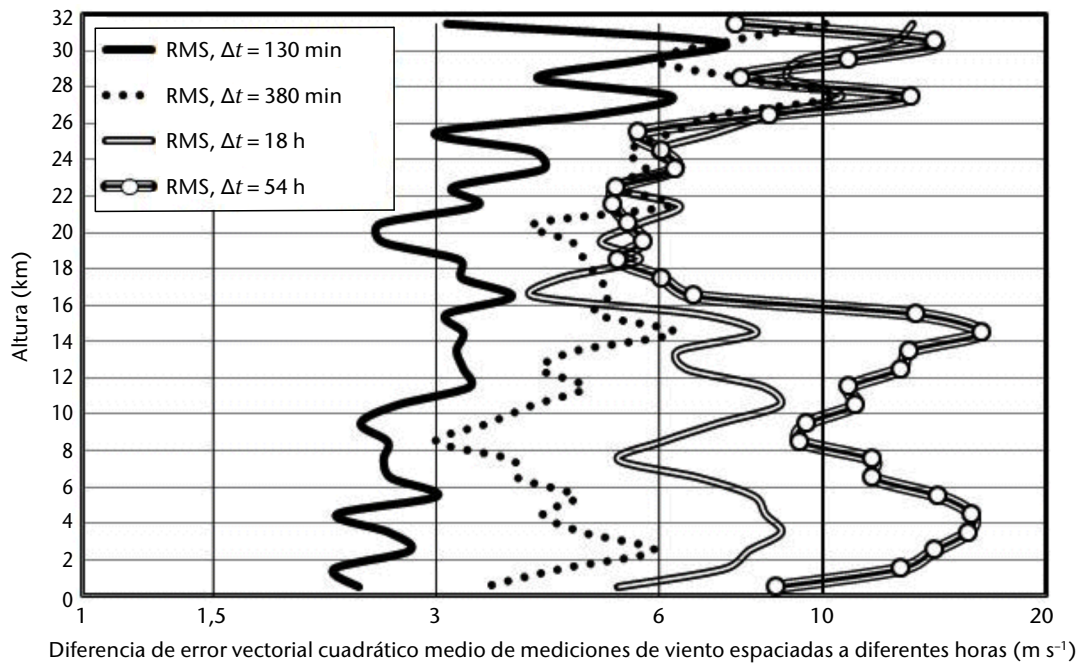


Figura 13.4. Diferencias del error vectorial cuadrático medio (RMS; $k = 1$) de mediciones del viento espaciadas 2, 6, 18 y 54 horas de 11 pares de observaciones, con una resolución vertical de 1 km, de la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China), en julio de 2010. Se han suprimido las contribuciones de los errores de los instrumentos de las diferencias.

incertidumbre de la medición de los vientos, como se observó anteriormente en el inciso 13.1.3.2. Las ondas gravitatorias, parcialmente representadas en los modelos de PNT actuales, pueden ser una de las causas de las grandes discrepancias en los perfiles individuales.

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 de mediciones producida por la Intercomparación de la OMM de sistemas de radiosonda de alta calidad, efectuada en Yangjiang (China) (Nash y otros, 2011), 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 la incertidumbre vectorial cuadrática media de las mediciones de los vientos guarde relación con el espaciamiento de las mediciones utilizando la relación, basada en Kitchen (1989):

$$(\tau_v(\Delta t))^2 = (b_v \Delta t^\gamma)^2 + (\tau_{v(\text{pequeña escala})}(\Delta t))^2 \quad (13.5)$$

donde $\tau_v(\Delta t)$ es la diferencia del error cuadrático medio de las mediciones de los vientos espaciadas un tiempo Δt ; 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 γ son constantes. En Yangjiang, γ tenía un valor entre 0,5 y 0, 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 m s^{-1} con un espaciamiento de 2 horas, y aumentó a unos 7 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 el Reino Unido. Las diferencias del error vectorial cuadrático medio fueron mayores en la troposfera superior en el 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 m s^{-1} con un espaciamiento de 40 minutos en Yangjiang, no se dispone de información sobre los espaciamentos temporales necesarios para reducir la diferencia del error vectorial cuadrático medio en pequeña escala a un valor menor que 1 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 baja incertidumbre, las mediciones deben realizarse con un espaciamiento temporal de mucho menos de 20 minutos, como se afirma en el inciso 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 del 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^{-1} , valores de magnitud semejante a los observados en el 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 mediante radioteodolito y radar suelen ser 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. Los sistemas basados en GNSS suelen ser más fiables y fáciles de usar.

La incertidumbre de las mediciones del viento de los sistemas operativos puede verificarse tomando como referencia estadísticas de control elaboradas por centros de PNT. 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 o 12 horas antes de la hora de observación permiten detectar los errores de observación con fiabilidad. El ajuste cuadrático medio en la estratosfera puede mejorarse entre un 5 % y un 10 % utilizando la hora y la ubicación reales de la radiosonda en lugar de tratar el ascenso como instantáneo y vertical (Ingleby y otros, 2018).

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 Lange (1989).

13.6.1.1 **Control operativo por comparación con campos de predicción**

A través del Sistema de Monitorización de la Calidad de los Datos del WIGOS (<https://wdqms.wmo.int/>) se pueden obtener las estadísticas necesarias para realizar comparaciones diarias entre mediciones del viento operativas y campos de predicción a corto plazo de los modelos de PNT.

La interpretación de las estadísticas de control para los vientos en altitud no es tarea simple. Las incertidumbres aleatorias de los campos de predicción son de magnitud similar 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 PNT. Sin embargo, es relativamente fácil identificar los sistemas de viento en altitud en que las incertidumbres son mucho mayores de lo normal. En los últimos años se han identificado fallos en cerca de un 1 % o 2 % 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 baja incertidumbre 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 el Reino Unido y en los Estados Unidos, respectivamente (Nash y Schmidlin, 1987). La fase III, a cargo de la Federación de Rusia, tuvo lugar en Kazajstán (Ivanov y otros, 1991), y la fase IV se desarrolló en el Japón (Yagi y otros, 1996). Se realizaron otras pruebas en el Brasil en 2001 (da Silveira y otros, 2006) 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 (Nash y otros, 2006) y más exhaustivamente en Yangjiang (China) en 2010 (Nash y otros, 2011).

La información contenida en los cuadros 13.2 y 13.5 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, θ 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 13.6 se indican las magnitudes típicas de las correcciones de la refracción, $\Delta z_{\text{refracción}}$, calculadas por Hooper (1986b). 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 13.6 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 13.6 hasta en un 30 % en algunos lugares.

Cuadro 13.6. 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>	$\Delta z_{\text{curvatura}}$	$\Delta z_{\text{refracción}}_{60^\circ \text{ N } 01^\circ \text{ W}}$	$\Delta z_{\text{refracción}}_{36^\circ \text{ N } 14^\circ \text{ E}}$	$\Delta z_{\text{refracción}}_{1^\circ \text{ S } 73^\circ \text{ E}}$
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. *LORAN-C Windfinding Capabilities: Wallops Island Experiments*; ESSA Technical Memorandum WBTM EDL 111970; United States Department of Commerce, Weather Bureau: Silver Spring, MD, 1970.
- Call, D. B. A New GPS Rawinsonde System. Presented at the *WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*, Geneva, 28 February–2 March 1994. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)* (WMO/TD-No. 588). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 57; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1994.
- da Silveira, R. B.; Fisch, G. F.; Machado, L. A. T. et al. *WMO Intercomparison of GPS Radiosondes – Alcântara (Brazil), 20 May–10 June 2001* (WMO/TD-No. 1314). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 90. World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2006.
- de Boor, C. *A Practical Guide to Splines*. Springer Verlag: New York, 1978.
- Douglas, M.; Mejia, J.; Orozco R. et al. Suggestions for Upgrading the Pilot Balloon Network in West Africa and Elsewhere in the Tropics. Presented at the *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2008)*, St. Petersburg, 27–29 November 2008. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2008)* (WMO/TD-No. 1462). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 96. World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2008.
- Edge, P.; Kitchen, M.; Harding, J. et al. *The Reproducibility of RS3 Radiosonde and Cossor WF Mk IV Radar Measurements*; OSM No. 351986; Meteorological Office, Bracknell.
- Hooper, A. H. *Algorithms for Automatic Aerological Soundings* (WMO/TD-No. 175). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 21; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1986a.
- Hooper, A. H. *The Calculation of Radio-wave Refraction, with Special Reference to Data Height-finding Radars*; OSM No. 17; Meteorological Office: Bracknell, 1986b.
- Ingleby, B.; Isaksen, L.; Kral, T. et al. Improved Use of Atmospheric In Situ Data. *ECMWF Newsletter* **2018**, 155, 20–25.
- Ingleby, B.; Pauley, P.; Kats, A. et al. Progress toward High-Resolution, Real-Time Radiosonde Reports. *Bull Amer Meteor Soc* **2016**, 97, 2149–2161. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00169.1>.
- Ivanov, A.; Kats, A.; Kurnosenko, S. et al. *WMO International Radiosonde Comparison – Phase III, Dzhambul (USSR), 1989: Final Report* (WMO/TD-No. 451). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 40; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1991.
- Ivanov, A.; Tseitlin, V. Studying the Accuracy of AFAR-based Radar Sounding System. Presented at the *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2005)*, Bucharest, 4–7 May 2005. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation* (WMO/TD-No. 1265). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 82; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2005.
- Kaisti, K. New Low-cost GPS Solution for Upper-air Windfinding. In *Proceedings of the Ninth Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, North Carolina, 27–31 March 1995, 16–20.
- Kitchen, M. Representativeness Errors for Radiosonde Observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **1989**, 115, 673–700. <https://doi.org/10.1002/qj.49711548713>.
- Lange, A. A. *Meteorological Observations Using Navaid Methods* (WMO-No. 641). Technical Note No. 185; Geneva, 1985.
- Lange, A. A. A High-pass Filter for Optimum Calibration of Observing Systems with Applications. In *Simulation and Optimization of Large Systems*; Osiadacz, A. J., Ed.; Clarendon Press: Oxford, 1988; 311–327.
- Lange, A. A. An Algorithmic Approach for Improving and Controlling the Quality of Upper-air Data. Paper presented at the *Fourth WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-IV)* (WMO/TD-No. 303). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 35; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1989.
- MacCready P. B. Jr. Comparison of Some Balloon Techniques. *J Appl Meteor* **1965**, 4, 504–508. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1965\)004<0504:COBST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1965)004<0504:COBST>2.0.CO;2).
- Nash, J. Upper Wind Observing Systems Used for Meteorological Operations. *Annales Geophysicae* **1994**, 12, 691–710. <https://doi.org/10.1007/s00585-994-0691-2>.

- Nash, J.; Oakley, T.; Vömel, H. et al. *WMO Intercomparison of High Quality Radiosonde Systems – Yangjiang, China, 12 July–3 August 2010* (WMO/TD-No. 1580). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 107; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2011.
- Nash, J.; Schmidlin, F. J. *WMO International Radiosonde Comparison (UK 1984, USA 1985): Final Report* (WMO/TD-No. 195). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 30; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1987.
- Nash, J.; Smout, R.; Oakley, T. et al. *WMO Intercomparison of Radiosonde Systems – Vacoas, Mauritius, 2–25 February 2005* (WMO/TD-No. 1303). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 83; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2006.
- Passi, R. M. Overdetermined Windfinding Systems. *Atmospheric Technology* **1978**, *10*, 65–75.
- Schaefer, J. T.; Doswell, C. A. The Inherent Position Errors in Double-theodolite Pibal Measurements. *Journal of Applied Meteorology* **1978**, *17*, 911–915. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1978\)017<0911:TIPEID>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1978)017<0911:TIPEID>2.0.CO;2).
- Vockeroth, R. E. World Meteorological Organization (WMO). *Upper-air Sounding Studies* (WMO-No. 394), Volume II. Technical Note No. 140; Geneva, 1975.
- World Meteorological Organization (WMO). *Manual on Codes* (WMO-No. 306), Volume I.1. Geneva, 2019.
- World Meteorological Organization (WMO). *Manual on the WMO Integrated Global Observing System* (WMO-No. 1160). Geneva, 2021.
- Yagi, S.; Mita, A.; Inoue, N. *WMO International Radiosonde Comparison – Phase IV, Tsukuba, Japan, 15 February–12 March 1993: Final Report* (WMO/TD-No. 742). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 59; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1996.
-

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 (hidrometeoros 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 el [Atlas internacional de nubes](#) (OMM-N° 407) pueden encontrarse descripciones detalladas.

Hidrometeoros. Consisten en 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 otros objetos.

Litometeoros. Conjunto de partículas, la mayoría de las cuales son sólidas y no acuosas. Las partículas están suspendidas en el aire o pueden ser levantadas desde el suelo por el viento.

Fotometeoros. Fenómeno óptico producido por reflexión, refracción, difracción o interferencia de la luz procedente del Sol o de la Luna.

Electrometeoros. Manifestación, visible o audible, de la electricidad atmosférica.

Los fenómenos meteorológicos localizados constituyen una clase especial de fenómenos meteorológicos. En el [Vocabulario Meteorológico Internacional](#) (OMM-N° 182) 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 el inciso 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 el [Manual de claves](#) (OMM-N° 306), volumen I.1.

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 el *Manual de claves* (OMM-Nº 306), volumen I.1, 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 completos¹.

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 y las observaciones de las nubes se describen en los capítulos 6 y 15 del presente volumen, respectivamente. En el *volumen III* de la presente guía 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.

¹ 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, tolvánicas), 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 distinguirse 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* (por ejemplo, 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 el [Atlas internacional de nubes](#) (OMM-N° 407).

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 (Leroy y otros, 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 menor². 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. La información del sensor que informa sobre el tipo de precipitación suele procesarse posteriormente para optimizar los resultados (véase, por ejemplo, McRobbie y otros, 2002; De Haij y Wauben, 2010; y Bloemink, 2004). Actualmente, los sensores que informan del tipo de precipitación no proporcionan información sobre la calidad o la incertidumbre del informe. Cuando hay varios resultados posibles, todos ellos deberían proporcionarse en forma de distribución de probabilidad, ya que esta información sería muy valiosa, especialmente durante el posprocesamiento. A continuación se enumeran los principios de medición que comúnmente utilizan los sensores que detectan el tipo de precipitación. Los resultados de las evaluaciones sobre el terreno de varios de estos sensores se recogen, por ejemplo, en De Haij (2007), Lyth (2008), De Haij y Wauben (2010) y Wauben y otros (2016 y 2018). Cabe señalar que, aunque los sensores y los sistemas automatizados normalmente son capaces de notificar un gran número de tipos de precipitación diferentes, es muy importante notificar correctamente las distintas clases (líquida, congelada, mezclada, sólida). Una forma habitual de analizar el rendimiento de las observaciones automatizadas es comparar la distribución conocida del tipo de precipitación local y la distribución medida del tipo.

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, la relación entre la dispersión frontal y la retrodispersión, 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. En Heyn y otros (2018) se describen las fuentes comunes de incertidumbre asociadas a los sensores de dispersión frontal/retrodispersión y su repercusión en la determinación del tipo de precipitación.

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 % (Van der Meulen, 1994; Leroy y otros, 1998; y Wauben, 2002), 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 infrarroja o roja 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

² El umbral para la detección de la intensidad de la lluvia es de 0,02 mm h⁻¹ (véase el capítulo 1 del presente volumen (anexo 1.A)).

o sólida (por ejemplo, véase Gunn y Kinzer, 1949). Para obtener el tipo y la intensidad de la precipitación a partir de los datos brutos de las partículas, hay que hacer varias suposiciones que también tienen en cuenta la forma y la densidad de las partículas.

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 (Bloemink y Lanzinger, 2005; De Haij y Wauben, 2010). También en este caso resulta difícil detectar el granizo y los tipos de precipitación mixta. Los problemas en la recuperación del tipo de precipitación se producen principalmente como resultado de salpicaduras, gotas que intersecan los haces en los bordes laterales y captura insuficiente debido al enmascaramiento en condiciones de viento fuerte, pero también pueden ser causados por arácnidos que obstruyen el volumen de medición (Upton y Brawn, 2008; Fehlmann y otros, 2020).

Una nueva técnica de medición relacionada con los disdrómetros son los llamados disdrómetros de vídeo 2D y 3D que también capturan imágenes proyectadas de los hidrometeoros. Estos instrumentos están actualmente en desarrollo o se utilizan con fines de investigación. Algunos ejemplos son el videodistrómetro 2D (Schönhuber y otros, 2007), el sensor de precipitación por vídeo (Liu y otros, 2014) y la cámara multiángulo para copos de nieve (Praz y otros, 2017).

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 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 y la aguanieve no se registran.

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 (Salmi e Ikonen, 2005).

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. Se están desarrollando nuevos sensores que utilizan una superficie de detección compuesta por hilos metálicos colocados en paralelo en lugar de una superficie cerrada. Solo las piedras de granizo relativamente grandes tienen suficiente impulso para mover los hilos. Un transductor sin contacto capta estos movimientos y la señal de salida permite distinguir entre granizo grande y pequeño. En 2010, el Servicio Meteorológico de Alemania creó un primer prototipo que, en 2017, siguió desarrollando en colaboración con una empresa alemana. El sensor se comenzó a utilizar en el aeropuerto de Hamburgo en marzo de 2022. El Servicio Meteorológico de Alemania patentó el principio de medición. No obstante, hasta la fecha no ha publicado nada sobre el funcionamiento del sensor y el principio de medición por falta de tiempo.

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.

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.

Un sensor que utiliza las diferencias en los patrones de centelleo cuando las partículas atraviesan un haz de luz coherente es capaz de diferenciar entre la lluvia y la nieve (Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera de los Estados Unidos, 1998). 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.

El granizo y otros productos de tipo de precipitación también pueden obtenerse a partir de las mediciones de los radares meteorológicos (véase el capítulo 7 del [volumen III](#) de la presente guía).

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 (Lanza y otros, 2006; Vuerich y otros, 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 el inciso 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 el inciso 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, Lanzinger y otros, 2006).

Radar Doppler

Este sensor se describe en el inciso 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 del presente volumen. 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 (Lanza y otros, 2006; Vuerich y otros, 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, por ejemplo, en forma de gotitas de agua o cencellada blanca depositadas sobre la hierba y las hojas. 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 el [Atlas internacional de nubes](#) (OMM-Nº 407).

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 Mezösi y otros (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 del presente volumen, 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. Existen sistemas automatizados específicos para la detección de ventisca alta y baja, los cuales se basan en una medición directa (impacto de partículas en un tubo) o en una combinación de instrumentos meteorológicos como contadores de partículas de nieve, detectores de precipitaciones y sensores de viento combinados con un algoritmo. Pueden consultarse ejemplos en Parry y otros (1999), Bellot y otros (2011) y Trouvilliez y otros (2015).

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 la sección 9.3 del capítulo 9 del presente volumen). 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 el inciso 14.2.1.2. Además del tipo de precipitación, este instrumento también puede medir la visibilidad (véase la sección 9.3 del capítulo 9 del presente volumen). 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 trombas (trombas terrestres, embudos de aire frío, tornados o trombas marinas; véase el [Atlas internacional de nubes](#) (OMM-N° 407)) revisten una importancia capital para la protección de la vida y los bienes.

Tromba. 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 o de un cumulus y de un “arbusto” compuesto de gotitas de agua levantadas desde la superficie del mar o de polvo, arena o residuos levantados del suelo. 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 m s^{-1} .

Remolino de polvo/arena (tolvanera). Conjunto de partículas de polvo o de arena, algunas veces acompañado de una pequeña capa de humus que se levanta del suelo en forma de columna rotatoria de altura variable con un diámetro pequeño y un eje medianamente vertical. 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 o 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 el [Vocabulario Meteorológico Internacional](#) (OMM-N° 182)) 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 del [volumen III](#) de la presente guía). 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 del [volumen III](#) de la presente guía).

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 del presente volumen). 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; ZAMG, 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 el [Manual de claves](#) (OMM-Nº 306).

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.

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.

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 el *Atlas internacional de nubes* (OMM-N° 407) 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 del *volumen III* de la presente guía 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**

Un fotometeoros 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 el *Atlas internacional de nubes* (OMM-N° 407) 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

Nota: 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).

(Definición de precipitación débil, moderada y fuerte con respecto al tipo y la intensidad de la precipitación, i)^a

<i>Variable</i>	<i>Rango</i>	<i>Intensidad</i>
Llovizna	$i < 0,1 \text{ mm h}^{-1}$	Débil
	$0,1 \leq i < 0,5 \text{ mm h}^{-1}$	Moderada
	$i \geq 0,5 \text{ mm h}^{-1}$	Fuerte
Lluvia (también chubascos)	$i < 2,5 \text{ mm h}^{-1}$	Débil
	$2,5 \leq i < 10,0 \text{ mm h}^{-1}$	Moderada
	$10,0 \leq i < 50,0 \text{ mm h}^{-1}$	Fuerte
	$i \geq 50,0 \text{ mm h}^{-1}$	Violentab ^b
Nieve (también chubascos)	$i < 1,0 \text{ mm h}^{-1}$ (equivalente en agua)	Débil
	$1,0 \leq i < 5,0 \text{ mm h}^{-1}$ (equivalente en agua)	Moderada
	$i \geq 5,0 \text{ mm h}^{-1}$ (equivalente en agua)	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".

Criterios de otros tipos de precipitación

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 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

- Bellot, H.; Trouvilliez, A.; Naaim-Bouvet, F.; et al. Present Weather-Sensor Tests for Measuring Drifting Snow. *Annals of Glaciology* **2011**, 52 (58), 176–184. <https://doi.org/10.3189/172756411797252356>.
- Bespalov, S. M. et al. Osnovnyje voprosy razrabotki setevoj avtomaticeskoj gidrometeorologiceskoj stancii [Main Aspects of Designing a Network of Automatic Hydrometeorological Stations]. *Trudy GGO* **1983**, 473, 3–12.
- Bloemink, H. I. *Precipitation Type Detection – Present Weather Sensor: Final Report*; KNMI TR-259; De Bilt, 2004. <https://cdn.knmi.nl/knmi/pdf/bibliotheek/knmipubTR/TR259.pdf>.
- Bloemink, H. I.; Lanzinger, E. Precipitation Type from the Thies Disdrometer. Presented at the WMO *Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2005)*, Bucharest, 4–7 May 2005. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation* (WMO/TD-No. 1265). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 82; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2005.
- de Haij, M. J. *Automated Discrimination of Precipitation Type Using the FD12P Present Weather Sensor: Evaluation and Opportunities*; KNMI TR-297; De Bilt, 2007. <https://www.knmi.nl/kennis-en-datacentrum/publicatie/automated-discrimination-of-precipitation-type-using-the-fd12p-present-weather-sensor-evaluation-and-opportunities>.
- de Haij M.; Wauben, W. Investigations into the Improvement of Automated Precipitation Type Observations at KNMI. Presented at the WMO *Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2010)*, Helsinki, 30 August–1 September 2010. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2010)* (WMO/TD-No. 1546). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 104; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2010.
- Fehlmann, M.; Rohrer, M.; von Lerber, A.; et al. Automated Precipitation Monitoring with the Thies Disdrometer: Biases and Ways for Improvement. *Atmospheric Measurement Techniques* **2020**, 13 (9), 4683–4698. <https://doi.org/10.5194/amt-13-4683-2020>.
- Fikke, S.; Ronsten, G.; Heimo, A. et al. COST-727: Atmospheric Icing on Structures – Measurements and Data Collection on Icing: State of the Art; MeteoSwiss No. 752007; MeteoSwiss, 2007.
- Gaumet, J. L.; Salomon P.; Paillisse, R. Automatic Observations of the State of the Soil for Meteorological Applications. In *Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies*, New Orleans, 13–18 January 1991, American Meteorological Society: 1991; J191–J193.
- Goskomgidromet. Opređenije atmosfernih javlenij po dannym avtomaticeskich stancij, soveqanije gruppy ekspertov GMS/MS socialisticskich stran po teme 9.1. KR GMS/MS [Identification of Atmospheric Phenomena from the Data from Automatic Weather Stations: Meeting of the Panel of Socialist Countries HMS/MS on Theme 9.1.], Obninsk, 24–28 August 1984; Moscow, 1984.
- Gunn, R.; Kinzer, G. D. The Terminal Velocity of Fall for Water Droplets in Stagnant Air, *J Meteorol* **1949**, 6, 243–248.
- Heyn, K.; Lönnqvist, J.; Linna, T. Uncertainty Sources that Limit the Precipitation Identification / Quantification and Extinction Coefficient Determination Capabilities of Optical Present Weather and Visibility Sensors. Presented at the WMO *Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2018)*, Amsterdam, 8–11 October 2018. In *The 2018 WMO/CIMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (CIMO TECO-2018)*. Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 132; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2018.
- Lanza, L. G.; Leroy, M.; Alexandropoulos, C. et al. *WMO Laboratory Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges: Trappes (France) – Genoa (Italy) – De Bilt (Netherlands) September 2004–September 2005* (WMO/TD-No. 1304). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 84; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2006.

- Lanzinger, E.; Theel, M.; Windolph, H. Rainfall Amount and Intensity Measured by the Thies Laser Precipitation Monitor. Presented at the *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2006)*, Geneva, 4–6 December 2006. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2006)* (WMO/TD-No. 1354). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 94; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2006.
- Leroy, M.; Bellevaux, C.; Jacob, J. P. *WMO Intercomparison of Present Weather Sensors/Systems – Canada and France, 1993–1995: Final Report* (WMO/TD-No. 887). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 73; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1998.
- Liu, X. C.; Gao, T. C.; Liu, L. A Video Precipitation Sensor for Imaging and Velocimetry of Hydrometeors. *Atmospheric Measurement Techniques* **2014**, 7, 2037–2046. <https://doi.org/10.5194/amt-7-2037-2014>.
- Loeffler-Mang, M. HARE – A New Intelligent Hail Recorder for Networks and Field Campaigns. In *Proceedings of the Fifth European Conference on Severe Storms*, Landshut, Germany, 12–16 October 2009. <http://www.essl.org/ECSS/2009/preprints/P09-06-loefflermang.pdf>.
- Lyth, D. Results from UK Met Office Investigations into New Technology Present Weather Sensors. Presented at the *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2008)*, St. Petersburg, 27–29 November 2008. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2008)* (WMO/TD-No. 1462). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 96; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2008.
- McRobbie, S. G.; Molyneux, M. J.; Shearn, P. D. Improvements to Automated Present Weather Reporting in the Met Office. Presented at the *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2002)*, Bratislava, 23–25 September 2002. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2002)* (WMO/TD-No. 1123). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 75; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2002.
- Mezősi, M.; Simon, A.; Hanák, P. et al. Algorithms for Automatic Coding of the Present and Past Weather by Unmanned Meteorological Stations. Presented at the *Third WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-III)*, Ottawa, 8–12 July 1985. In *Papers Presented at the Third WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECIMO-III)* (WMO/TD-No. 50). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 22; World Meteorological Organization: Geneva, 1985.
- Parry, R. N.; Gifford, M. D. ASOS Blowing Snow Algorithm. In *Proceedings of the Second International Conference on Experiences with Automatic Weather Stations – ICEAWS-1999*, Vienna, 27–29 September 1999.
- Persin, S. M. Izmerrenije vysoty niznej granicy oblakov i karakteristika oblacnosti kak zadaca paspoznavanija obrazov [Measuring Cloud Ceiling and Characterizing Cloudiness as a Task of Image Identification]. *Trudy GGO* **1987**, 512, 49–91.
- Peters, G.; Fischer, B.; Andersson, T. Rain Observations with a Vertically Looking Micro Rain Radar (MRR). *Boreal Environment Research* **2002**, 7, 353–362.
- Praz, C.; Roulet, Y.-A.; Berne, A. Solid Hydrometeor Classification and Riming Degree Estimation from Pictures Collected with a Multi-angle Snowflake Camera. *Atmospheric Measurement Techniques* **2017**, 10, 1335–1357. <http://doi.org/10.5194/amt-10-1335-2017>.
- Salmi, A.; Ikonen, J. Piezoelectric Precipitation Sensor from Vaisala. Presented at the *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2005)*, Bucharest, 4–7 May 2005. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation* (WMO/TD-No. 1265). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 82; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2005.
- Schönhuber, M.; Lammer, G.; Randeu, W. L. One Decade of Imaging Precipitation Measurement by 2D-Video-distrometer. *Advances in Geosciences* **2007**, 10, 85–90. <https://doi.org/10.5194/adgeo-10-85-2007>.
- Sheppard, B. E.; Joe, P. I. Automated Precipitation Detection and Typing in Winter: A Two-year Study. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **2000**, 17(11), 1493–1507. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017<1493:APDATI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<1493:APDATI>2.0.CO;2).

- Stacheder, M.; Koeniger, F.; Schuhmann, R. et al. New Sensor for the Automatic Detection of the State of Ground. *Near Surface Geophysics* **2008**, 6 (1), 61–70. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2007032>.
- Starr, K. M.; van Cauwenberghe R. The Development of a Freezing Rain Sensor for Automated Surface Observing Systems. In *Preprints of the Seventh Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation: Special Sessions on Laser Atmospheric Studies*, New Orleans, 13–18 January 1991, American Meteorological Society: 1991; 338–343.
- Trouvilliez, A.; Naaïm-Bouvet, F.; Bellot, H. et al. Evaluation of the FlowCapt Acoustic Sensor for the Aeolian Transport of Snow. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **2015**, 32 (9), 1630–1641. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00104.1>.
- United Kingdom Meteorological Office. *Observer's Handbook*. Her Majesty's Stationery Office: London, 1982.
- United States National Oceanic and Atmospheric Administration (US NOAA). *Federal Standard Algorithms for Automated Weather Observing Systems Used for Aviation Purposes*; FCM-S5-1988; Office of the Federal Coordinator for Meteorological Services and Supporting Research, United States Department of Commerce: Washington, DC, 1988.
- United States National Oceanic and Atmospheric Administration (US NOAA). *Automated Surface Observing System (ASOS) User's Guide*. Department of Defense, Federal Aviation Administration, United States Navy: 1998. <https://www.weather.gov/media/asos/aum-toc.pdf>.
- Upton, G.; Brawn, D. An Investigation of Factors Affecting the Accuracy of Thies Disdrometers. Presented at the *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2008)*, St. Petersburg, 27–29 November 2008. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2008)* (WMO/TD-No. 1462). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 96; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2008.
- van der Meulen, J. P. A Comparison of Two Present Weather Systems with Human Observations. Presented at the *WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*, Geneva, 28 February–2 March 1994. In *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)* (WMO/TD-No. 588). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 57; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 1994.
- van der Meulen, J. P., Present Weather – Science: Exploratory Actions on Automatic Present Weather Observations. Final Report; E-PWS-SCI; Royal Netherlands Meteorological Institute: de Bilt, 2003.
- Vuerich, E.; Monesi, C.; Lanza, L. G. et al. *WMO Field Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges (Vigna di Valle, Italy), October 2007–April 2009* (WMO/TD-No. 1504). Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 99. World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2009.
- Wade, C. G. Detecting Ice Pellets, Snow Pellets and Hail on ASOS Using an Acoustic Sensor. In the *Proceedings of the Twelfth AMS Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation*, Long Beach, CA, 8–13 February 2003.
- Wauben, W. Automation of Visual Observations at KNMI; (I) Comparison of Present Weather. In *Proceedings of the Symposium on Observations, Data Assimilation, and Probabilistic Prediction*, Orlando, FL, 13–17 January 2002; American Meteorological Society, 2002.
- Wauben, W.; Mathijssen, T.; Oudshoorn, C. Field Evaluation of Sensors for Precipitation Type Discrimination. Presented at the *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2016)*, Madrid, 27–30 September 2016. In *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (CIMO TECO-2016)*. Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 125; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2016.
- Wauben, W.; Tukker, K.; Knoop, S. et al. Specification and Evaluation of Present Weather Sensors. Presented at the *WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2018)*, Amsterdam, 8–11 October 2018. In *The 2018 WMO/CIMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (CIMO TECO-2018)*. Instruments and Observing Methods (IOM) Report No. 132; World Meteorological Organization (WMO): Geneva, 2018.
- World Meteorological Organization (WMO). *International Meteorological Vocabulary* (WMO-No. 182). Geneva, 1992.

- World Meteorological Organization (WMO). *International Cloud Atlas* (WMO-No. 407). Geneva, 2017.
- World Meteorological Organization (WMO). *Manual on Codes* (WMO-No. 306), Volume I.1. Geneva, 2019.
- Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG). Present Weather Sensors and Manual Observations. In *Proceedings of the Second International Conference on Experiences with Automatic Weather Stations – ICEAWS-1999*, Vienna, 27–29 September 1999; *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik* **1999**, 20.
-

CAPÍTULO 15. OBSERVACIÓN Y MEDICIÓN DE LAS NUBES

15.1 GENERALIDADES

Las observaciones o medición de las nubes y 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. Una aplicación importante para la observación o medición de la nubosidad durante el día es la previsión de la energía solar para los sistemas fotovoltaicos. En el *Atlas internacional de nubes* (OMM, 2017), donde figuran descripciones específicas de las nubes e ilustraciones para ayudar a identificar los tipos de nubes, se encuentra otra información importante. En la *Guía de sistemas meteorológicos de observación y distribución de información para los servicios meteorológicos aeronáuticos* (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 μm ; 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 los intervalos adyacentes de 1 y 7 octas (5.1.4.1).

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 cambios significativos en los perfiles de los coeficientes 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 (2017), la división se hace en géneros de nubes, con diez 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;
 - v) nubes especiales que se forman o se desarrollan a consecuencia de determinados factores que originan esta transformación, a menudo localizados. Pueden ser naturales o el resultado de la actividad humana (por ejemplo, flammagenitus, cataractagenitus y estelas de condensación generadas por aeronaves);
- 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 altostratus, 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 cumulomimbus (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 nóupla, 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 (2017).

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 σ no puede considerarse como un valor constante. No obstante, puede aplicarse la regla $I(h = VV)/I_0 = 5\%$. 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 del volumen III (ecuaciones 2.6 y 2.7) de la presente guía.

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. En la clave BUFR FM 94 (OMM, 2011) la nubosidad total se indica en porcentaje (el valor 113 indica cielo oscurecido por niebla y/u otros fenómenos meteorológicos).

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 del presente volumen (anexo 1.A).

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:

<i>Cifra de clave</i>		<i>Significado</i>
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.

En varios estudios recientes (OMM, 2016a y 2016b) se indica un mayor rendimiento de los nefobasímetros modernos en lo que respecta a la detección de la altura de la base de las nubes muy bajas, las nubes muy altas y en condiciones de precipitación. Sin embargo, de acuerdo con los estudios, hay diferencias sistemáticas de 30 a 50 metros en las alturas de la base de las nubes notificadas por los nefobasímetros de diferentes fabricantes. Como las formas de los perfiles y la ubicación de los gradientes y los máximos en la retrodispersión medida son bastante similares, los algoritmos de detección de nubes aplicados por los fabricantes parecen ser la fuente de estas diferencias. El algoritmo puede situar la base de la nube en la altitud en que la retrodispersión empieza a aumentar significativamente, o más arriba permitiendo una profundidad de penetración en la nube, o en el máximo de la señal retrodispersada. Los diferentes enfoques no pueden ser verificados en este momento debido a la falta de una definición establecida y cuantificable para la base de la nube, y la falta de una referencia adecuada. Actualmente se está investigando la comparación de las alturas de la base de las nubes del nefobasímetro con las mediciones de visibilidad a distintas alturas de un mástil, y la altura de una torre que se puede discernir a partir de la imagen de una cámara, para garantizar el correcto funcionamiento de un nefobasímetro.

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 del volumen III de la presente guía.

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 SMHN.

Todavía se está trabajando en extraer el tipo de nube a partir de las imágenes de una cámara (véanse, por ejemplo, Heinle y otros, 2010; Liu y otros, 2011).

Algunas oficinas meteorológicas utilizan la información de los satélites, los rayos, y los radares meteorológicos para identificar los cumulonimbus y los cumulus de gran desarrollo vertical a fin de incluirlos en los informes automatizados de meteorología aeronáutica cuando sea necesario.

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 octas.

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 NMM. 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.

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 (2017), y publicaciones de los SMHN.

15.3 **MEDICIÓN INSTRUMENTAL 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 en el rango de un nefobasímetro pueden estimarse midiendo

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^a</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>
Baja				
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
Media (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				
Alta				
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

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. Esta técnica ofrece generalmente resultados satisfactorios, pero puede dar lugar a diferencias importantes en la estimación visual de la nubosidad debido a la escasa representatividad espacial del cielo que se encuentra en el rango del nefobasímetro. 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. Varias oficinas meteorológicas utilizan también mediciones automatizadas de las nubes mediante nefobasímetros en los aeropuertos. Esta técnica se ha utilizado para obtener información sobre las nubes en aeropuertos pequeños sin observador, y también en otros de mayor tamaño donde el sistema automatizado proporciona un método rentable para recoger información.

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. Mediante un procesamiento adecuado, esa información también puede obtenerse de los sistemas de cámaras comerciales y de las cámaras web de luz visible y de infrarrojos.

15.3.1 **Medición de la nubosidad mediante nefobasímetros láser**

Varios servicios meteorológicos utilizan series cronológicas de mediciones de la altura de la base de las nubes obtenidas con nefobasímetros láser (véase el inciso 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 también 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. 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. 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 85 % al 90 %. Esos resultados se ven afectados por el número relativamente elevado de situaciones de cielos cubiertos (se producen 7 u 8 octas aproximadamente el 55 % de las veces). La diferencia característica entre las estimaciones de la cantidad total de nubes obtenidas con un nefobasímetro y por observación se debe a que el nefobasímetro, con una visión limitada del cielo, informará de 8 octas mucho más a menudo que de 7 octas, mientras que un observador puede detectar huecos en cualquier parte de la cubierta de nubes, lo que da lugar a ocurrencias casi iguales de 7 y 8 octas.

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.

Para ejemplificar la medición de la nubosidad con nefobasímetros láser, el método del sistema automático de observación de la superficie (ASOS) del Servicio Meteorológico Nacional de Estados Unidos de América se describe en los párrafos siguientes.

El indicador de altura de las nubes (nefobasímetro láser, véase 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 **Medición de la nubosidad mediante detectores de infrarrojos**

Los pirómetros, o radiómetros de infrarrojos pasivos, son básicamente termómetros de teledetección por infrarrojo (8 a 14 μm). 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. Por ejemplo, un pirómetro de exploración, el denominado NubiScope, puede funcionar continuamente para realizar mediciones rutinarias de la cantidad total de nubes (OMM, 2010). Cada 10 minutos se obtiene una exploración del cielo con una resolución de 36 por 30 píxeles. El pirómetro está situado en el extremo del tubo, por lo que es bastante insensible a la contaminación. El umbral de detección de nubes es de aproximadamente $-65\text{ }^{\circ}\text{C}$, pero depende de la contaminación del objetivo, de la contribución del vapor de agua a la temperatura de luminancia medida y de la profundidad óptica de la nube. El NubiScope detecta las nubes cuando la temperatura de luminancia atmosférica medida está por encima del valor de fondo del cielo despejado. La temperatura de luminancia del cielo despejado aumenta con los ángulos cenitales más grandes debido al aumento del recorrido oblicuo a través de la atmósfera, y cambia con el tiempo debido a las variaciones del vapor de agua atmosférico. El sensor adapta la referencia de cielo despejado de forma dinámica durante cada exploración cuando se dispone de suficientes contextos sin nubosidad a distintas alturas. Boers y otros (2010) llegaron a la conclusión de que debería utilizarse un método de observación de la nubosidad hemisférica (como el NubiScope) en lugar de un método de columna (como un nefobasímetro) para sustituir a un observador con el fin de evitar discontinuidades en la función de distribución de la nubosidad de los registros climáticos.

Los sistemas de cámaras infrarrojas del cielo que utilizan conjuntos de detectores de microbolómetros no refrigerados miden la radiación atmosférica descendente en la banda de longitud de onda de 8-14 μm . El sistema de medición de nubes en el infrarrojo del cielo en su conjunto (Liu y otros, 2013) combina varias imágenes infrarrojas del cielo para obtener una imagen del cielo en su conjunto cada 15 minutos con una resolución de 650 \times 650 píxeles. El procesamiento de las imágenes infrarrojas para la nubosidad es similar al de un pirómetro de exploración. El sistema utiliza la temperatura en tiempo real, los perfiles de humedad relativa y los datos de visibilidad horizontal para optimizar el umbral de detección de la base de las nubes. Además, la alta resolución espacial permite derivar el tipo de nube como para una cámara visual.

Los pirgeómetros miden la radiación atmosférica descendente de onda larga (4,5-100 μm). El nivel de radiación de onda larga y su variabilidad pueden utilizarse para estimar la nubosidad total (Dürr y Philipona, 2004).

15.3.3 **Medición de la nubosidad mediante 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. Anteriormente se utilizaban generadores de imágenes del cielo específicamente diseñados para estimar la nubosidad total, solo durante el día. Hoy en día, las cámaras web o las cámaras de proceso de señales digitales basadas en protocolos de Internet pueden utilizarse para este fin, mientras que las cámaras con visión nocturna infrarroja también dan resultados útiles en condiciones de poca luz. Se han logrado amplios avances en el software que se utiliza para analizar las imágenes del cielo con el fin de determinar no solo la nubosidad sino también el tipo de nubes (véase, por ejemplo, Wacker y otros, 2015).

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. Otras técnicas, como los radares de nubes y las radiosondas, también proporcionan información sobre la altura de la base de las nubes, pero esos sistemas no son rentables cuando se utilizan exclusivamente para ese fin.

Cabe señalar que, además, la información sobre la altura de la base de las nubes se obtiene de los pirómetros y microbolómetros mencionados, puesto que miden la temperatura del cielo o de la base de las nubes. La temperatura observada se ve afectada por la humedad y el aerosol y se necesita el perfil de la temperatura para obtener la altura de la base de las nubes. Por lo tanto, la información sobre la altura de la base de las nubes obtenida de los detectores de infrarrojos es bastante deficiente, especialmente para las altitudes bajas.

Los generadores de imágenes del cielo pueden dar la altura de la base de las nubes de forma estereográfica al observar la misma nube con dos generadores de imágenes. Para que la técnica funcione correctamente, debe poderse identificar la misma característica específica de la nube en ambas imágenes. La precisión de la altura de la base de la nube depende de la geometría que implica la distancia entre los generadores de imágenes y la posición (orientación) de la característica en ambas imágenes.

15.4.1 Medición de la altura de la base de las nubes mediante 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.

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 80 m por encima del montaje y se superpongan totalmente a varios centenares de metros (véase, por ejemplo, OMM, 2016c). La detección de la base de la nube en la zona ciega por debajo del comienzo de la superposición se basa en las señales de retorno del impulso emitido que se han dispersado al menos dos veces. Algunos sistemas utilizan la misma lente para la transmisión y para la recepción de la radiación, a fin de evitar este problema.

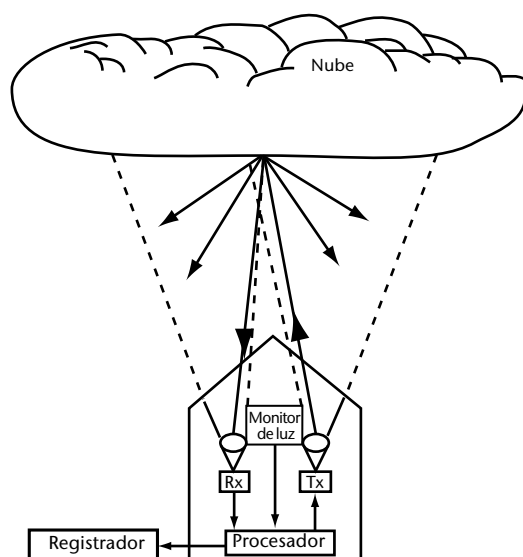


Figura 15.1. Nefobasímetro láser típico

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**

Los nefobasímetros deben instalarse siguiendo las recomendaciones del fabricante. 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. La CEI ha publicado un conjunto de normas internacionales sobre la seguridad de los productos láser (IEC 60825:2018 SER) que también incluye un esquema de clasificación según la seguridad ocular. Existen en el mercado nefobasímetros láser que no dañan los ojos y cumplen con los requisitos de un dispositivo láser de clase 1 o clase 1M, tal como se define en esa norma.

La inclinación del instrumento es necesaria en algunos lugares para evitar que el sol entre en el campo de visión del nefobasímetro.

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 cinco 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.

- e) Detecciones incorrectas de la base de las nubes: pueden estar causadas por el ruido de los instrumentos. Los aerosoles y las capas atmosféricas húmedas también pueden provocar detecciones incorrectas de la base de las nubes. El paso de aeronaves y pájaros, la vegetación que sobresale y las capas de nieve en la campana del nefobasímetro pueden generar detecciones erróneas de la base de las nubes.

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, las mediciones de la visibilidad a distintas alturas de un mástil o la altura hasta la que se puede distinguir una torre a partir de la imagen de una cámara 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 la sensibilidad del detector 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). Algunos SMHN realizan una prueba de aceptación sobre el terreno para cada nefobasímetro durante la cual se verifica la detección de la base de la nube con un instrumento de confianza. 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. Algunos SMHN realizan una prueba de aceptación sobre el terreno para cada nefobasímetro durante la cual se verifica la detección de la base de la nube con un instrumento de confianza.

Cabe tener en cuenta que los nefobasímetros suelen analizar el pulso de luz reflejado por la ventana para controlar la contaminación de esta. Se generan mensajes de advertencia y alarma que alertan al personal de servicio cuando el instrumento necesita limpiarse o cuando la sensibilidad del instrumento en todo el rango podría reducirse debido a la contaminación de la ventana.

Las comprobaciones de calibración y el mantenimiento rutinario o la resolución de problemas deberían llevarse a cabo de acuerdo con las recomendaciones del fabricante. La mayoría de los nefobasímetros láser tienen capacidad de diagnóstico integrada para detectar los fallos más comunes. Se recomienda que las tareas de mantenimiento o la resolución de problemas sean realizadas únicamente por personal debidamente formado, ya que puede haber tensiones peligrosas y el láser puede causar daños en los ojos si se observa de forma inadecuada. Un nefobasímetro se diseña generalmente de manera que la precipitación se escapa de la ventana y además sale aire caliente sobre la ventana a intervalos regulares para eliminar la precipitación y las hojas. Normalmente, se necesitará poco mantenimiento más allá de la limpieza de las superficies ópticas y la sustitución de los filtros de polvo del ventilador de refrigeración. Durante el mantenimiento, también deben retirarse las capas de nieve de la campana del nefobasímetro y los objetos o la vegetación que se encuentren por encima del instrumento. Durante la inspección hay que asegurarse de que no hay nieve ni vegetación por encima del instrumento, y de que el nefobasímetro no está directamente situado bajo la trayectoria de aproximación o despegue de las aeronaves o de los gases de escape.

La calibración del alcance puede comprobarse sobre el terreno mediante la comparación con las alturas de las nubes obtenidas con un método alternativo. Si no hay nubes, se puede apuntar el instrumento hacia un objetivo sólido a una distancia conocida. Es posible que haya que situarlo a varios cientos de metros, más allá del límite de alcance mínimo del nefobasímetro. Se debe tener extremo cuidado para evitar la exposición accidental al rayo láser de personas que se encuentren más allá del objetivo. Algunos fabricantes facilitan un simulador de nubes para verificar el funcionamiento del nefobasímetro.

Los nefobasímetros modernos pueden poner a disposición los perfiles de retrodispersión de los que se deriva la información de la base de las nubes. Esta información es útil para verificar el correcto funcionamiento del instrumento. Por ello, se recomienda archivar los datos de retrodispersión cuando sea posible. Los datos también pueden utilizarse para la resolución de problemas, el reprocesamiento de los resultados con algoritmos optimizados de detección de nubes y la generación de productos adicionales, como la altura de la capa de mezcla y la detección de capas de aerosoles. Además, se puede analizar el perfil de retrodispersión durante situaciones sin nubes para verificar la corrección de solapamiento y las características del ruido del instrumento que, de otro modo, podrían provocar detecciones erróneas de la base de las nubes. Además, se pueden utilizar dos métodos de calibración complementarios en condiciones adecuadas para las redes de nefobasímetros con acceso a datos de retrodispersión. Esos son métodos: a) el llamado método Rayleigh que se basa en los retornos lidar de las capas puramente moleculares, que es el más adecuado para los nefobasímetros que utilizan la detección por recuento de fotones; b) el llamado método de la nube que se basa en la atenuación total de la señal lidar en una nube líquida, más adecuado para los nefobasímetros con detección analógica (véase OMM, 2016d).

15.4.2 **Medición de la altura de la base de las nubes mediante nefobasímetros de haz giratorio**

15.4.2.1 **Método de medición**

El principio de funcionamiento del nefobasímetro de haz giratorio 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° , 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

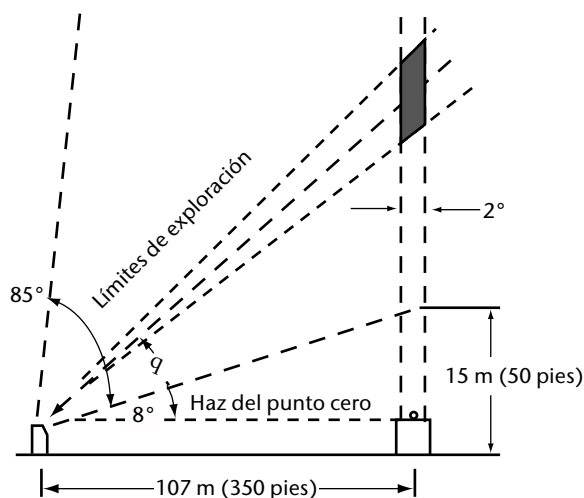


Figura 15.2. Nefobasímetro de haz giratorio típico

de agua en la nube. El haz luminoso se barre en un arco vertical que se extiende normalmente desde 8° hasta 85° , 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.

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 nefobasímetro de haz giratorio 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 el inciso 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 nefobasímetros de haz giratorio 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 nefobasímetro de haz giratorio 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 nefobasímetros de haz giratorio 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 nefobasímetro de haz giratorio 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.

15.4.3 **Medición de la altura de la base de las nubes mediante 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.

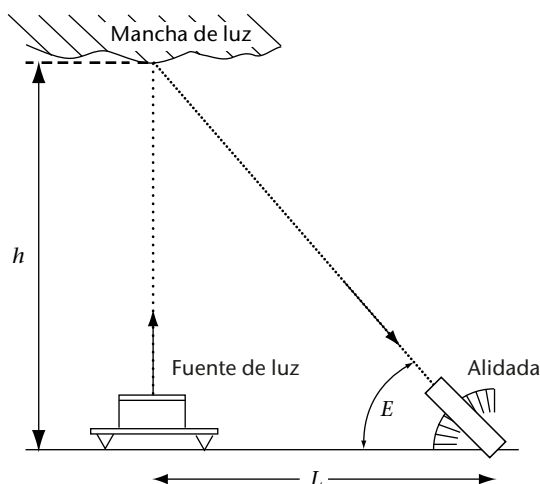


Figura 15.3. Principio del método del proyector de nubes

El error absoluto Δh en la altura de la nube obtenida debido a un error ΔE 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 Δh tiende al infinito cuando $E \rightarrow 90^\circ$. Si $L = 1\,000$ pies (300 m) y $\Delta E = 1^\circ$, el valor de Δh es 17 pies (6 m) cuando $h = 1\,000$ pies (300 m), y Δh 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, ϕ , 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 ϕ es mayor de 1° 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.

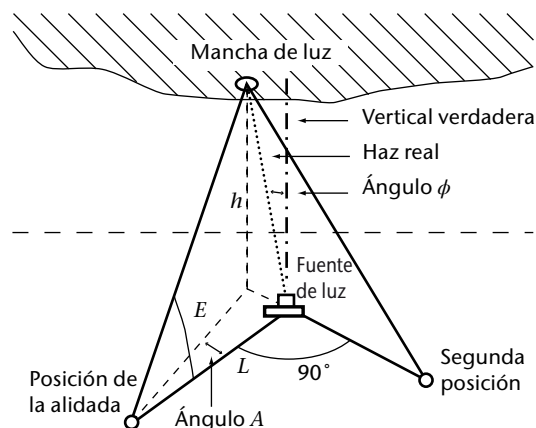


Figura 15.4. Comprobación de la verticalidad del haz del proyector

15.4.4 **Medición de la altura de la base de las nubes mediante 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 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, aproximadamente, 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. Se utiliza de forma operativa un solo método automático para observar el tipo de nubes, específicamente desarrollado para la detección de cumulonimbus y de cumulus de gran desarrollo vertical para aplicaciones automáticas. 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). Algunas oficinas utilizan información satelital (canales de imagen visible e infrarrojo) y de modelos para mejorar los productos de cumulonimbus y cumulus de gran desarrollo vertical.

Se está trabajando en derivar el tipo de nube a partir de varias características estadísticas espectrales y texturales de la imagen de la cámara. El porcentaje de éxito es halagüeño para los casos homogéneos (del 75 % al 88 %), pero no tanto en los casos de tipos de nubes mixtas (véanse, por ejemplo, Heinle y otros, 2010; Liu y otros, 2011).

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 el perfil de extinción integrada con la distancia (véase la ecuación 15.1). 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

- Boers, R., M.J. de Haij, W.M.F. Wauben, H.K. Baltink, L.H. van Ulft, M. Savenije and C.N. Long, 2010: Optimized fractional cloudiness determination from five ground-based remote sensing techniques. *Journal of Geophysical Research*, 115:D24116, doi:10.1029/2010JD014661.
- Douglas, H.A. and D. Offiler, 1978: The Mk 3 cloud base recorder: A report on some of the potential accuracy limitations of this instrument. *Meteorological Magazine*, 107:23–32.
- Dürr, B. and R. Philipona, 2004: Automatic cloud amount detection by surface longwave downward radiation measurements. *Journal of Geophysical Research*, 109:D5201, doi:10.1029/2003JD004182.
- Heinle, A., A. Macke and A. Srivastav, 2010: Automatic cloud classification of whole sky images. *Atmospheric Measurement Techniques*, 3(3):557–567, doi:10.5194/amt-3-557-2010.
- International Electrotechnical Commission, 2018: Safety of laser products – ALL PARTS. IEC 60825:2018 SER.
- Larsson, B. and E. Esbjörn, 1995: *Cloud Cover Algorithm*. SMHI IO-BN 1995-01-11, SMHI, Norrköping, Sweden.
- Liu, L., X.-J. Sun, F. Chen, S.-J. Zhao and T.-C. Gao, 2011: Cloud classification based on structure features of infrared images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28:410–417, doi: 10.1175/2010JTECHA1385.1.
- Liu, L., X.-J. Sun, T.-C. Gao and S.-J. Zhao, 2013: Comparison of cloud properties from ground-based infrared cloud measurement and visual observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 30:1171–1179, doi: 10.1175/JTECH-D-12-00157.1.
- United States Government, 1999: *Automated Surface Observing System*. Air Force Operational Test and Evaluation Center: Final Assessment Report for the Federal Aviation Administration, California, United States.
- United States National Oceanic and Atmospheric Administration (US NOAA), 1988: *Federal Standard Algorithms for Automated Weather Observing Systems Used for Aviation Purposes*. Office of the Federal Coordinator for Meteorological Services and Supporting Research, United States Department of Commerce, FCM-S5-1988, Silver Spring, MD, United States.
- Wacker, S., J. Gröbner, C. Zysset, L. Diener, P. Tzoumanikas, A. Kazantzidis, L. Vuilleumier, R. Stöckli, S. Nyeki and N. Kämpfer, 2015: Cloud observations in Switzerland using hemispherical sky cameras. *Journal of Geophysical Research*, 120:A695–707, doi:10.1002/2014JD022643.
- Wauben, W.M.F., 2002: Automation of visual observations at KNMI: (II) Comparison of automated cloud reports with routine visual observations. In: *Symposium on Observations, Data Assimilation and Probabilistic Prediction*. AMS Annual Meeting, 2002 Report, Orlando, FL, United States.
- World Meteorological Organization, 1988: *WMO International Ceilometer Intercomparison* (D.W. Jones, M. Ouldridge and D.J. Painting). Instruments and Observing Methods Report No. 32 (WMO/TD-No. 217). Geneva.
- , 2006a: Status, evaluation and new developments of the automated cloud observations in the Netherlands (W. Wauben, H. Klein Baltink, M. de Haij, N. Maat and H. The). 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). Geneva.
- , 2006b: Status of the automatic observation on aerodrome and ongoing improvements in France (M. Leroy). 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). Geneva.
- , 2010: Laboratory and field evaluation of the NubiScope (W. Wauben, F. Bosveld and H. Klein Baltink). 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). Geneva.
- , 2011 (updated in 2017): *Manual on Codes* (WMO-No. 306), Volume I.1. Geneva.
- , 2014: *Guide to Meteorological Observing and Information Distribution Systems for Aviation Weather Services* (WMO-No. 731). Geneva.
- , 2016a: The ceilometer inter-comparison campaign CeLinEx2015 - Cloud detection and cloud base height (U. Görtsdorf, et al.). Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2016). Instruments and Observing Methods Report No. 125. Geneva.

- , 2016*b*: Transition towards a new ceilometer network in the Netherlands: challenges and experiences (M. de Haij, A. Apituley, W. Koetse and H. Bloemink). Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2016). Instruments and Observing Methods Report No. 125. Geneva.
- , 2016*c*: A new procedure to perform an absolute calibration of ceilometers (G. Martucci, A. Haefele, M. de Huu, M. Tschannen, A. Küng and V. Simeonov). Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2016). Instruments and Observing Methods Report No. 125. Geneva.
- , 2016*d*: The E-PROFILE network for the operational measurement of wind and aerosol profiles over Europe (A. Haefele, M. Hervo, M. Turp, J-L Lampin, M. Haefelin, V. Lehmann, the E-PROFILE team and the TOPROF team). Paper presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2016). Instruments and Observing Methods Report No. 125. Geneva.
- , 2017: *International Cloud Atlas: Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors* (WMO-No. 407). Geneva.
-

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 en respuesta a las crecientes preocupaciones relacionadas con los efectos antropógenos en la composición atmosférica y la conexión de la composición atmosférica con el tiempo y el clima. La misión de la VAG se centra en las observaciones sistemáticas mundiales de la composición química y las características físicas conexas de la atmósfera, el análisis integrado de esas observaciones y el fortalecimiento de la capacidad de predicción para pronosticar futuros cambios en la composición atmosférica (OMM, 2017a).

Las observaciones y los análisis de la composición química de la atmósfera son necesarios para avanzar en la comprensión científica de los efectos de la creciente influencia de la actividad humana en ella, tal como ilustran problemas sociales acuciantes como: los cambios en el tiempo y el clima relacionados con la influencia humana en la composición atmosférica, especialmente en los gases de efecto invernadero (GEI), el ozono y los aerosoles; los efectos de la contaminación del aire en la salud humana y de los ecosistemas y los problemas que conllevan el transporte y el depósito de contaminantes atmosféricos a largas distancias; los cambios en la radiación UV como consecuencia de los cambios en las concentraciones de ozono atmosférico y el clima, y el consiguiente efecto de esos cambios en la salud humana y los ecosistemas.

Para tener más detalles prácticos sobre las actividades de medición, véanse los informes de la VAG y las demás referencias indicadas al final del capítulo.

Las observaciones de la VAG se centran 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: (CO_2) (incluidos $\Delta^{14}\text{C}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en CO_2 , y los ratios de oxígeno frente a nitrógeno (O_2/N_2)), metano (CH_4) (incluidos $\delta^{13}\text{C}$ y δD en CH_4), óxido nítrico (N_2O) y compuestos halogenados (SF_6);
- c) gases reactivos: ozono de superficie y troposférico (O_3), monóxido de carbono (CO), compuestos orgánicos volátiles (COV), óxidos de nitrógeno (NO_x), dióxido de azufre (SO_2), hidrógeno molecular (H_2) y amoníaco (NH_3)¹;
- d) deposición atmosférica total² (especialmente los principales iones en el grupo de deposición húmeda);
- e) radiación ultravioleta;
- f) aerosoles (incluidas las propiedades físicas, ópticas y químicas *in situ* cerca de la superficie, las propiedades totales integradas de la columna y los perfiles).

¹ Se determinó que el amoníaco era una de las sustancias fundamentales necesarias para abordar el ciclo del nitrógeno, pero aún no se dispone de recomendaciones relativas a las directrices de medición.

² Todavía no se han recomendado las técnicas de medición de la deposición seca.

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.

El vapor de agua atmosférico se incluyó provisionalmente en la VAG en 2015 por decisión del Comité Directivo Científico sobre la Contaminación Ambiental y la Química Atmosférica (OMM, 2015a), pero aún no se ha definido la infraestructura.

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, para obtener mediciones precisas y fiables son necesarias también 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 el inciso 16.1.4.

El Plan de Ejecución de la VAG se basa en el concepto de "las ciencias en los servicios" y aborda distintas aplicaciones que utilizan las observaciones de la composición química atmosférica. La necesidad de mejorar el conocimiento sobre las variaciones de la calidad del aire, por ejemplo, a escala urbana, junto con los avances técnicos actuales, ha traído a la comunidad nuevas técnicas de medición, concretamente sensores ambientales de bajo costo. Los sensores de contaminación atmosférica de bajo costo tienen el potencial de proporcionar nueva información, pero también son propensos a una serie de deficiencias. La idoneidad a largo plazo de esos sensores aún está por demostrar, y es necesario realizar una evaluación más amplia de las diferentes tecnologías de sensores y de los requisitos específicos de las aplicaciones por lo que respecta a la calidad de los datos y la calibración. Al tratarse de un campo que evoluciona rápidamente, puede ser necesaria una reevaluación continua, por ejemplo, de los nuevos avances y de los cambios en el rendimiento. Un grupo de expertos en el marco de la Comisión de Ciencias Atmosféricas ha elaborado una declaración exhaustiva sobre el uso de la tecnología de sensores de bajo costo (OMM y otros, 2018).

16.1.1 Definiciones y descripciones

Periódicamente se realizan y notifican dos tipos de mediciones, según el principio de medición y la plataforma instrumental utilizada, a saber:

Mediciones puntuales. Se refieren a los resultados de mediciones (continuas o discretas) de la cantidad de un componente concreto en un lugar específico en el espacio (ya sea en una capa atmosférica de unas decenas de metros sobre la superficie y en una ubicación determinada de la superficie de la Tierra o en cualquier parte de la troposfera, la estratosfera o cualquier otra capa atmosférica). Una serie de mediciones puntuales a diferentes altitudes por encima de un lugar determinado constituyen una medición del perfil vertical (por ejemplo, mediciones desde un avión o globos/sondas, cohetes y similares). Las mediciones puntuales también pueden realizarse a lo largo de trayectorias horizontales específicas utilizando plataformas móviles (por ejemplo, barco, tren, vehículo de carretera). Los resultados de las mediciones puntuales suelen darse en unidades de presión parcial, concentración, razón de mezcla o fracción molar, corregidos para condiciones de temperatura y presión normales de 273,15 K y 101,325 kPa,

respectivamente, cuando las mediciones se realizan por encima del nivel del mar. Se recomienda encarecidamente no utilizar unidades que no pertenezcan al Sistema Internacional de Unidades (SI).

Mediciones integradas. Se refiere a la cantidad integrada o media de una sustancia concreta contenida en la atmósfera a lo largo de la trayectoria de la observación. Puede ser 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: a) el equivalente al espesor en una columna de la capa de ozono puro a condiciones temperatura y presión normales (273,15 K y 101,325 kPa); b) 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 NO_x de la columna. En tal caso se hace referencia a la columna vertical que abarca desde la superficie terrestre hasta la tropopausa. Los instrumentos de espectroscopía de absorción óptica diferencial (DOAS) también permiten medir la cantidad media de sustancia a lo largo de las trayectorias horizontales.

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 (deposición húmeda) 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 en condiciones de temperatura y presión normales. Con otras palabras, 1 UD representa una columna de aire que contiene en torno a $2,6868 \cdot 10^{16}$ moléculas de ozono por cada centímetro cuadrado de área en la base.

Concentración de masa. Representa la masa del constituyente específico en la unidad de volumen del aire atmosférico (por ejemplo, microgramos por m^3).

Miliatmósfera centímetro (matm cm). Medida del ozono total equivalente a 10^{-3} cm de ozono puro a condiciones de temperatura y presión normales (1 matm cm equivale a 1 UD).

Fraciones molares de sustancias en aire seco (el aire seco incluye todas las especies gaseosas con excepción del vapor de agua, H_2O):

$$\mu\text{mol mol}^{-1} = 10^{-6} \text{ moles de sustancia traza por mol de aire seco}$$

$$\text{nmol mol}^{-1} = 10^{-9} \text{ moles de sustancia traza por mol de aire seco}$$

$$\text{pmol mol}^{-1} = 10^{-12} \text{ moles de sustancia traza por mol de aire seco}$$

La fracción de mol seco se obtiene secando las muestras de aire antes de la medición o corrigiendo la medición para tener en cuenta la abundancia de 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, $\mu\text{mol mol}^{-1}$), ppmm (partes por miles de millones, es decir, nmol mol^{-1}) o ppt* (partes por billón, es decir, pmol mol^{-1}). 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 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 isotópicas³. 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 δ 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, Air- O_2 (de Laeter y otros, 2003))

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:

$$\delta (\text{O}_2/\text{N}_2) = (R_{\text{muestra}}/R_{\text{patrón}} - 1), \text{ donde } R = \text{O}_2/\text{N}_2 \quad (16.2)$$

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 $\delta (\text{O}_2/\text{N}_2)$ se expresan en múltiplos de 10^6 o per meg.

Las observaciones de química de la precipitación (deposición húmeda) 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: $\text{pH} = -\log_{10} [\text{H}^+]$, donde $[\text{H}^+]$ se expresa en moles por litro (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 (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 condiciones de temperatura y presión normales. Pueden hacer referencia a la concentración por número de partículas (cm^{-3}), la concentración por área ($\text{m}^2 \text{m}^{-3}$, o m^{-1}) o la concentración por masa ($\mu\text{g m}^{-3}$). El espesor óptico del aerosol es una magnitud adimensional. Los coeficientes de absorción y dispersión se expresan en m^{-1} .

³ El 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}O y las especies con mezclas de isótopos).

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, que a su vez pueden ser tanto activas (por ejemplo, sistemas lidar con su propia fuente de luz) como pasivas (espectrómetros que utilizan, por ejemplo, la luz solar). Básicamente, las técnicas de muestreo activo bombean la muestra de aire a través del detector o dispositivo de muestreo, mientras que las de muestreo pasivo 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)⁴ 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:

- a) 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 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

⁴ Esta práctica es habitual, por ejemplo, en las mediciones de cromatografía de gases.

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.

En las estaciones de la VAG se pueden utilizar otras técnicas analíticas en las que la cantidad del analito se define a través de su reacción química con el reactivo (por ejemplo, un método electroquímico o métodos basados en la quimoluminiscencia). Los métodos de detección de gases y aerosoles varían y se basan 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 del volumen IV de la presente guía.

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 los operadores de 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 (OMM, 2017a), aplicables a cada una de las variables medidas, figuran los siguientes:

- a) pleno apoyo a los Principios de monitoreo del clima del GCOS;
- b) 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;
- c) plena trazabilidad al patrón primario de todas las mediciones efectuadas por las estaciones mundiales, regionales y locales de la VAG y de los patrones de red de las redes colaboradoras cuando esos patrones estén establecidos;
- d) definición de los objetivos de calidad de los datos;
- e) establecimiento de directrices sobre cómo cumplir esos objetivos de calidad, es decir, técnicas de medición armonizadas publicadas como directrices de medición y procedimientos operativos normalizados y aplicadas en las estaciones;
- f) uso de libros de registro detallados para cada parámetro, con metainformación exhaustiva sobre las mediciones, el mantenimiento y calibraciones "internas";
- g) evaluaciones independientes periódicas (como auditorías y campañas de comparación);
- h) presentación puntual de los datos y los metadatos conexos al Centro Mundial de Datos responsable o a un centro de datos de las redes colaboradoras, a fin de permitir el examen independiente de los datos por una comunidad más amplia de especialistas;

- i) análisis estadístico y científico periódico de los datos de los archivos de datos de la VAG para garantizar la corrección, la coherencia a largo plazo y la comparabilidad de los datos de medición archivados.

Además, los principios del GCOS para el monitoreo (OMM, 2016a) también se aplican a las observaciones de la VAG. Entre ellos, los principios más pertinentes para las mediciones de la composición atmosférica son:

- 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) deberán mantenerse las operaciones en las estaciones y en los sistemas de observación que han funcionado de manera ininterrumpida históricamente.

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 naturaleza del flujo de datos y el reparto de responsabilidades para la aplicación de la garantía de calidad o el control de calidad entre las instalaciones centrales y los lugares de observación son específicos de cada variable. 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. Véase el Plan de Ejecución de la VAG para 2016-2023 (OMM, 2017a) para consultar información más detallada y los mandatos de las instalaciones centrales y los grupos científicos asesores. Una cuestión importante es el reciente establecimiento en Europa de infraestructuras de investigación atmosférica, como el Sistema Integrado de Observación del Carbono (<https://www.icos-ri.eu>) y la Infraestructura de Investigación de Aerosoles, Nubes y Gases Traza (ACTRIS, <https://www.actris.eu>), que están estableciendo instalaciones centrales para el control de calidad y el análisis de calidad en apoyo de las estrategias de ejecución del control de calidad y la garantía de calidad de la VAG.

Dados los distintos niveles de madurez de los sistemas de medición y de control de calidad dentro de la VAG, es especialmente importante que todas las mediciones se comuniquen con una incertidumbre de medición asociada (ISO/IEC, 2008).

16.2 MEDICIONES DEL OZONO (ESTRATOSFÉRICO)

16.2.1 Columna de ozono total

El ozono total solamente se puede medir mediante técnicas de teledetección pasiva. 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 preferidos 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 (2008a) se encontrarán los detalles sobre las mediciones del ozono total con espectrofotómetros 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 una capa equivalente de ozono puro a condiciones de temperatura y presión normales.

El principio de medición del espectrofotómetro Brewer es similar al del instrumento Dobson. La empresa fabricante informa sobre los procedimientos de utilización en <http://www.kippzonen.com/?productgroup/26142/Brewer+Spectrophotometer.aspx>. Las recomendaciones para la red de la VAG pueden consultarse en el Centro mundial de datos sobre el ozono y la radiación ultravioleta en 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 espectrofotómetro Brewer de ozono y UV (por ejemplo, véase OMM, 2008b, 2015b, 2015c, 2016b).

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 dos a cuatro años); los patrones utilizados por los centros regionales de calibración para propagar la trazabilidad son calibrados respecto al patrón primario cada dos a tres años; y los instrumentos de las estaciones se calibran mediante una comparación paralela con los instrumentos patrón cada seis años en el caso de los espectrofotómetros Dobson y cada dos años en el caso de los espectrofotómetros Brewer. Además, tres campañas satisfactorias de representación gráfica de Langley en el Observatorio Atmosférico de Izaña, en la isla de 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, <https://ndacc.larc.nasa.gov/instruments>). 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 (como los 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. Por ejemplo, los instrumentos de filtro rusos, a saber, los ozonómetros de campo M-124, se recalibran, por término medio, cada dos años mediante la intercomparación directa con un instrumento Dobson D108 en el Observatorio geofísico principal A.I. Voeikov de San Petersburgo. Los instrumentos de las estaciones se sustituyen cada dos años por ozonómetros recién calibrados y se llevan al lugar de calibración en el Observatorio, donde se realizan lecturas simultáneas del sol directo con el espectrofotómetro Dobson D108. Los coeficientes de calibración de los instrumentos de filtro se determinan en función del ángulo cenital solar y del ozono total por referencia a las mediciones del espectrofotómetro Dobson. Posteriormente, los instrumentos calibrados se devuelven a sus respectivas ubicaciones sobre el terreno. De este modo, la red de ozonómetros M-124 se mantiene en la escala de calibración del espectrofotómetro Dobson primario mundial D083. Aunque el D108 se calibra con una precisión de aproximadamente el 1 % cada cuatro años, se estima que la precisión de la transferencia de la escala de calibración a la red M-124 es de aproximadamente el 3 %.

Es necesario documentar la calidad de los datos de todas las series del ozono total individuales depositadas en el Centro mundial de datos sobre el ozono y la radiación ultravioleta para información de los usuarios.

La determinación de las cantidades de ozono mediante la técnica DOAS depende del conocimiento preciso de la sección transversal de absorción determinada en el laboratorio. Sin embargo, las secciones transversales de absorción dependen tanto de la temperatura como de la presión, por lo que no son una constante en la atmósfera. Se debe tener cuidado de seleccionar la versión adecuada de las secciones transversales y se deben utilizar los datos más recientes (OMM, 2015d).

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 espectrofotómetros Dobson y Brewer pueden utilizarse para medir la distribución vertical del ozono mediante el método de Umkehr (OMM, 2008c, Jaroslowski, 2013). 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 no inferior a unos 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

cruzan 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 del compuesto 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. En la actualidad se utilizan dos tipos principales de ozonosondas: la sonda de Brewer-Mast y las equipadas con células de concentración electroquímica. Cada tipo tiene su propio diseño específico.

El paquete pesa en total 1 kg, aproximadamente y puede acoplarse a globos meteorológicos de pequeño tamaño. Normalmente, los datos se captan durante el ascenso vertical, que alcanza una velocidad de unos 5 m s^{-1} , hasta la altitud de entre 30 y 35 km, cuando estalla el 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 (van der A y otros, 2010).

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) y, recientemente, IAGOS (Aeronave comercial en servicio para un sistema de observación global, <https://www.iagos.org/>).

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 (<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccl/>). Las escalas 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) (OMM, 2016c). 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. Las escalas primarias se transfieren a los patrones de trabajo de la estación mediante patrones secundarios y terciarios de gas en cilindros de alta presión.

16.3.1 Dióxido de carbono (incluidos $\Delta^{14}\text{C}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en CO_2 , y los ratios O_2/N_2)

El CO_2 suele medirse empleando métodos activos en la capa límite atmosférica. Tradicionalmente, la mayoría de las mediciones históricas de la concentración de fondo del CO_2 en la atmósfera se han efectuado mediante analizadores de gases no dispersivos en el infrarrojo. Los instrumentos no dispersivos en el infrarrojo se basan en el mismo principio que hace del 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 CO_2 del gas de la celda de referencia. El aire de la muestra es bombeado desde conductos instalados lejos del edificio de medición a la celda de muestreo y durante un período fijo de tiempo se realizan las mediciones. A continuación la muestra se enjuaga y se sustituye por el gas patrón o de referencia y se recogen nuevas mediciones. La concentración de CO_2 en las muestras se determina por comparación de la relación con los gases de referencia y/o patrón. Para el método de cromatografía de gases se requiere la separación del CO_2 de otros gases en la muestra de aire mediante la reducción del CO_2 a CH_4 con un catalizador con H_2 . La detección del CH_4 derivado del CO_2 se realiza 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 CO_2 conocidas a fin de calcular la fracción molar de CO_2 de la muestra. Estas técnicas de cromatografía de gases están limitadas a una frecuencia de medición de una muestra cada pocos minutos.

La mayoría de los nuevos métodos de medición de CO_2 utilizan 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. Entre las ventajas de esas técnicas cabe citar 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, $\mu\text{mol mol}^{-1}$, a menudo abreviadas como ppm, en la Escala de Fracción Molar de CO_2 de la OMM (escala X2007 de CO_2 de la OMM, situación en 2018). El vapor de agua afecta de dos maneras a las mediciones de CO_2 : a) el H_2O también absorbe radiación infrarroja y puede interferir en la medición del CO_2 ; b) el H_2O 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 H_2O . Por tanto, se deberá tener en cuenta el impacto del vapor de agua en las mediciones de 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 permiten simultáneamente el contenido en vapor de agua con lo que, en principio, se puede corregir la dilución debida a los efectos del H_2O y espectroscópicos. Las mejores prácticas actuales (véase OMM, 2016c) recomiendan vapor de agua se elimine de la corriente de gas de la muestra o que su influencia en la determinación de la fracción molar se cuantifique cuidadosamente para cada instrumento.

Un método alternativo para medir el 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 determina la fracción molar de CO_2 mediante analizadores de gases no dispersivos en el infrarrojo, cromatografía de gases u otras técnicas. 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 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 O_2/N_2 y los isótopos estables de 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 CO_2 . No existen patrones isotópicos trazables mediante el SI, pero el OIEA mantiene documentación de referencia comúnmente convenida. Las mediciones se realizan en el marco de la red de 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 los métodos de espectrometría de masas en la cual se mide 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). 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 CO_2 atmosférico y son muy útiles para las mediciones continuas. A diferencia de las técnicas de espectrometría de masas, los valores δ obtenidos 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. Algunas de las correcciones aplicables a los métodos de espectrometría de masas, como las empleadas para ^{17}O y N_2O , 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 O_2/N_2 en la atmósfera son útiles para identificar las fuentes y los sumideros de CO_2 y comprobar los modelos biogeoquímicos terrestres y oceánicos. Las variaciones relativas del ratio O_2/N_2 son muy reducidas, pero pueden observarse ahora por un mínimo de seis técnicas analíticas. Esas técnicas pueden clasificarse en dos categorías: a) las que miden los ratios O_2/N_2 directamente (espectrometría de masas y cromatografía de

gases), y b) las que miden efectivamente la fracción molar de 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 O_2 a N_2 . Para una medición de tipo fracción molar, esto implica tener en cuenta la dilución debida a variaciones en 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 Ar/N_2 . Actualmente existen unos 10 laboratorios que miden los ratios O_2/N_2 en todo el mundo. La referencia O_2/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 emplea una referencia propia. No existe ningún laboratorio central de calibración para O_2/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 O_2/N_2 en el aire natural almacenado en cilindros a alta presión parece ser 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 (2016c) 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, 2016c) como referencia más reciente sobre la calibración y el control de la calidad de la medición.

16.3.2 Metano

Hasta hace poco, las mediciones de CH_4 se realizaban casi exclusivamente con la técnica de cromatografía de gases por detector de ionización de llama, y las recomendaciones sobre el uso de esos sistemas se pueden encontrar en la guía de mediciones de la VAG (OMM, 2009). Entretanto, los instrumentos comerciales basados en técnicas espectroscópicas, como la espectroscopia de extinción anular en cavidad, la espectroscopía de fuga en cavidad integrada asimétrica y la espectroscopia de absorción en infrarrojo por transformada de Fourier, son cada vez más accesibles y asequibles. Se ha demostrado que las técnicas espectroscópicas tienen una serie de ventajas con respecto al método de la técnica de cromatografía de gases por detector de ionización de llama que permitirán mejorar la precisión de las mediciones de CH_4 atmosférico (Zellweger y otros, 2016). No obstante, esas técnicas también requieren calibración (OMM, 2016c), y de acuerdo con las mejores prácticas actuales se recomienda que el vapor de agua se elimine de la corriente de gas de la muestra o que su influencia en la determinación de la fracción molar se cuantifique cuidadosamente para cada instrumento (Rella y otros, 2013).

Un método alternativo de medición de CH_4 es el muestreo en recipientes seguido de un análisis fuera de línea, muy similar al enfoque descrito en el inciso 16.3.1 para el CO_2 .

16.3.3 Óxido nitroso

En los últimos decenios, las mediciones de óxido nitroso en la atmósfera (N_2O) se han realizado principalmente con cromatógrafos de gases con un detector de captura de electrones. Sin embargo, es muy difícil utilizar esta técnica para detectar las pequeñas variaciones de N_2O en la troposfera. Los cromatógrafos de gases con detector de captura de electrones son muy no lineales y requieren un mantenimiento considerable. Las recomendaciones para las mediciones de N_2O mediante cromatógrafos de gases con detector de captura de electrones figuran en las directrices de medición de la OMM/VAG (2009) y las recomendaciones sobre la calibración y el control de calidad figuran en OMM (2016c).

Recientemente han salido al mercado analizadores espectroscópicos para las mediciones de 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 espectroscópicos de fuga en cavidad integrada asimétrica con fuentes de láser del infrarrojo medio. Estas técnicas normalmente superan los resultados de la cromatografía de gases con detector de captura de neutros, pero alcanzar los objetivos de calidad de los datos (OMM, 2016c) sigue siendo difícil. Algunos estudios de campo y de laboratorio (Lebegue y otros, 2016; Vardag y otros, 2014) muestran resultados excelentes y demuestran el potencial para sustituir las técnicas de cromatografía de gases. Sin embargo, se necesitan más estudios para evaluar su aplicabilidad a largo plazo y para determinar las estrategias óptimas de calibración.

Un método alternativo para monitorizar el N_2O consiste en recoger muestras discretas de aire ambiente en recipientes. Los recipientes deberían enviarse a un laboratorio central para su análisis fuera de línea. La frecuencia típica de la recogida de muestras es semanal o quincenal.

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 aunque el Centro Mundial de Calibración proporciona algunas orientaciones sobre la calibración del SF_6 (OMM, 2018).

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 . Los métodos analíticos se describen en OMM (2015e).

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, el NF_3 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/>. Los gases de referencia son mantenidos por el AGAGE y la NOAA y las distintas escalas se comparan asiduamente.

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 (<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 CO₂, CH₄, N₂O, HF, CO, H₂O y HDO (agua semipesada). Las observaciones del infrarrojo medio (la red NDACC, <https://www2.acom.ucar.edu/irwg>) permiten la medición precisa de las abundancias medias por columna de CH₄, N₂O 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 cobertura mundial en cuanto a las observaciones para la mayoría de ellos no es en absoluto satisfactoria, con la única excepción del ozono en superficie y el CO (Schultz y otros, 2015).

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) solamente podrán utilizarse instrumentos o métodos de referencia.

16.4.1 Ozono troposférico (en superficie)

En OMM (2013) pueden consultarse 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:

- a) técnicas de absorción ultravioleta;
- b) técnicas de quimioluminiscencia;
- c) técnicas electroquímicas;
- d) espectroscopia de extinción anular en cavidad con titulación de NO;
- e) DOAS;
- f) DOAS multieje;
- g) 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.

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.

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).

En OMM (2013) se ofrece una revisión de las técnicas de medición, junto con información sobre su aplicabilidad en las estaciones de la VAG. Obsérvese que solo las técnicas a) a d) (las realizadas *in situ*) pueden ser trazables mediante una cadena de calibraciones hasta el patrón primario, tal como recomienda la VAG.

La DOAS 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 DOAS puede emplearse como técnica experimental (Platt y Stutz, 2008).

La DOAS 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 DOAS 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 (Hönninger et al., 2004).

El sistema lidar 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 (Kuang et al., 2013). 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 CO. La escala de calibración del CO se evalúa cada dos años, junto con las escalas de los principales gases de efecto invernadero (OMM, 2016c). La escala de calibración más reciente puede consultarse en la página web del Laboratorio Central de Calibración (<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccl/>).

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 μm . Se utiliza con frecuencia para la vigilancia de la contaminación del aire y ocasionalmente también 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 CH_4 . A fin de obtener resultados fiables, se debe determinar periódicamente la eficiencia de esa conversión catalítica, lo que complica realizar el mantenimiento apropiado, mantener 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 años han aparecido varias técnicas de medición alternativas. Entre ellas cabe citar la resonancia de fluorescencia de CO (inducida por una descarga de alta frecuencia) de UV de vacío, las técnicas espectroscópicas basadas en la espectroscopia de extinción anular en cavidad y en la espectroscopia de láser de cascada cuántica de cavidad mejorada y la espectroscopia de absorción en infrarrojo por transformada de Fourier. 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 N_2O con un solo láser. En Zellweger y otros (2009, 2012) se puede encontrar una visión general del rendimiento de la mayoría de las técnicas analíticas.

La teledetección de la columna de CO desde el suelo se lleva a cabo en la red de observación de la columna total de carbono (<http://www.tcon.caltech.edu/>) mediante espectrómetros de transformada de Fourier en superficie en la región espectral cercana al infrarrojo (Wunch y otros, 2010).

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 ACTRIS. En OMM (2012) 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 (2007). En talleres periódicos de la VAG al respecto se examina la situación de las mediciones de estos compuestos en el Programa de la VAG 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

<i>Molécula</i>	<i>Período de vida (con una concentración de OH de 10^6 cm^{-3})</i>	<i>Importancia para la VAG</i>	<i>Recipiente de acero^a</i>	<i>Recipiente de vidrio</i>	<i>Método de análisis^b</i>
1. Etano	1,5 meses	<ul style="list-style-type: none"> - Trazador de emisiones de combustibles fósiles - Fuentes naturales - Quema de biomasa - Combustible fósil - Producción oceánica (hemisferio sur) - Tendencias del tamaño del ciclo estacional - Indicador de la química del halógeno 	✓	✓	GC-FID
2. Propano	11 días	<ul style="list-style-type: none"> - Trazador de emisiones de combustibles fósiles - Quema de biomasa 	✓	✓	GC-FID
3. Acetileno	15 días	<ul style="list-style-type: none"> - Trazador de vehículos de motor - Trazador de quema de biomasa - Ratios frente a los demás hidrocarburos 	✓	✓	GC-FID
4. Isopreno	3 horas	<ul style="list-style-type: none"> - Producto de la biosfera - Sensible a la temperatura y al tipo de terreno - Utilizado para el cambio climático - Precursor del O_3 - Capacidad oxidante - Precursor del formaldehído 	?	?	GC-FID PTR-MS
5. Formaldehído	1 día	<ul style="list-style-type: none"> - Indicador de la oxidación del isopreno - Quema de biomasa - Comparación con datos de satélites 	-	-	DOAS
6. Terpenos	1 a 5 horas	<ul style="list-style-type: none"> - Precursores de aerosoles orgánicos 	-	-	GC-MS PTR-MS
7. Acetonitrilo	6 meses a 1 año	<ul style="list-style-type: none"> - Indicador de la quema de biomasa - Indicador de la quema de combustibles biológicos 	-	?	GC-MS PTR-MS
8. Metanol	12 días	<ul style="list-style-type: none"> - Fuentes en la biosfera (oxidación del metano) - Producto abundante de la oxidación 	-	?	GC-FID PTR-MS
9. Etanol	4 días	<ul style="list-style-type: none"> - Trazador de uso de combustibles alternativos 	-	?	GC-FID PTR-MS
10. Acetona	1,7 meses	<ul style="list-style-type: none"> - Producto abundante de la oxidación - Fuente de radicales libres en la troposfera superior 	?	?	GC-FID PTR-MS

Molécula	Período de vida (con una concentración de OH de 10^6 cm^{-3})	Importancia para la VAG	Recipiente de acero ^a	Recipiente de vidrio	Método de análisis ^b
11. Sulfuro de dimetilo	2 días	<ul style="list-style-type: none"> - Importante fuente natural de azufre - Precursor del aerosol de sulfato - Trazador de la bioproductividad marina 	?	?	GC-FID PTR-MS
12. Benceno	10 días	<ul style="list-style-type: none"> - Trazador de la combustión - Indicador de la quema de biomasa 	✓	?	GC-FID GC-MS
13. Tolueno	2 días	<ul style="list-style-type: none"> - Ratio frente a benceno usado para la edad de la masa de aire - Precursor de partículas 	-	?	GC-FID GC-MS
14. Isobutano/ butano normal	5 días	<ul style="list-style-type: none"> - Indicador de transformación química - Período de vida/ producción de ozono 	✓	✓	GC-FID GC-MS
15. Isopentano/ pentano normal	3 días	<ul style="list-style-type: none"> - El ratio indica el impacto de la química del NO_3 y las fuentes de petróleo y gas natural 	✓	✓	GC-FID GC-MS

Notas:

- a El símbolo ✓ indica el estado de la práctica actual, el símbolo - indica que no se ha medido en recipientes (solo mediciones en línea), mientras que el símbolo ? significa que no se conoce adecuadamente la estabilidad en recipientes.
- 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 O_2H^+ 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) (Nash, 1953) 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 abundancia 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_2) se ha denominado tradicionalmente NO_x . La suma de todos los óxidos de nitrógeno cuyo número de oxidación es superior a 1 se denomina NO_y . 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_2 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_y . La influencia de la deposición de esta reserva sobre la biosfera no se conoce bien, pero podría ser importante.

La medición de los óxidos de nitrógeno (NO y NO_2) puede realizarse con técnicas pasivas, activas y de teledetección. Las técnicas activas se dividen en técnicas integradoras temporales y técnicas *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 de integración temporal. Los métodos integradores temporales activos 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 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 NO_2 . Por tanto, el NO_2 debe convertirse a NO para proceder a su detección. El instrumento efectúa mediciones en modo NO y después en modo $\text{NO} + \text{NO}_2$. La diferencia, si se determina atentamente la eficacia de la conversión, es la razón de mezcla de 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 NO_x . La conversión de NO_2 a NO se logra mediante fotólisis del 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). Dependiendo del LED elegido, la eficacia de conversión puede ser menor o incluso mayor que con un convertidor fotolítico. Sin embargo, es necesario tener en cuenta y caracterizar la gama espectral de los nuevos convertidores basados en LED y los efectos de la temperatura para evitar los artefactos debidos al ácido nitroso y al nitrato de peroxiacetilo. Con una cuidadosa selección, se recomienda el uso de convertidores LED UV para la medición del NO_2 en la VAG.

El empleo de convertidores de molibdeno para la conversión de NO_2 a NO no se recomienda en absoluto, dado que esta técnica no se limita al 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 NO_{2+} .

En la actualidad se están formulando directrices detalladas para la medición del nitrógeno reactivo en colaboración con la ACTRIS. En ellas se presta atención especialmente a las mediciones puntuales de NO y NO_2 , 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 (2017b) pueden consultarse las recomendaciones sobre las mediciones del NO y el NO_2 .

El método de detección por quimioluminiscencia con luminol (Kelly y otros, 1990) mide el 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 NO_2 , como la espectroscopia por absorción con diodo láser sintonizable, la DOAS, 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 NO_2 directamente. Los recientes avances en la espectroscopia de extinción anular en cavidad para la medición del NO_2 y del NO en forma de 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 NO_2 (Tuzson y otros, 2013). Esta técnica tal vez llegue a ser un método patrón alternativo en el futuro.

También recientemente han salido al mercado monitores 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 actual de unas decenas de ppt hacen que este instrumento sea apropiado para ubicaciones rurales o con influencia antropógena (Ge y otros, 2013), pero no resulta totalmente adecuado para ubicaciones remotas con fracciones molares típicas de NO_2 inferiores a 50 ppt. Además, la calibración de los detectores específicos de NO_2 sigue siendo difícil, ya que se sabe que los gases de referencia con niveles ambientales de NO_2 en cilindros de alta presión son susceptibles de sufrir inestabilidades.

En la actualidad no existe ninguna técnica madura de mediciones puntuales 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.

Se puede consultar información más detallada sobre los procedimientos operativos normalizados en <http://actris.nilu.no/Content/?pageid=68159644c2c04d648ce41536297f5b93>.

Actualmente se están desarrollando técnicas de teledetección terrestre para el NO_2 con el fin de lograr un uso más operativo y unas incertidumbres mejor definidas en el marco de la ACTRIS. Los instrumentos DOAS multieje se utilizan cada vez más para las mediciones de los perfiles verticales, las mediciones de espectroscopia de absorción en infrarrojo por transformada de Fourier y las mediciones de cielo cenital realizadas con espectrómetros que operan en el ultravioleta y el visible también se utilizan para la información de la columna vertical de NO_2 .

16.4.5 Dióxido de azufre

Hasta ahora no se dispone de directrices para la medición de las observaciones de SO_2 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_2 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 este aspecto.

Hay varias técnicas de medición para determinar el SO_2 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_2 con tetracloromercurato) y de fluorescencia pulsante. 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_2 , 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_2 , lo que daría lugar a una lectura muy específica tras la sustracción de ambos canales.

Dado que el SO_2 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 SO₂ 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 <https://projects.nilu.no/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, 2016c). La medición del H₂ 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 (Novelli y otros, 2009).

Se han experimentado frecuentes problemas por la inestabilidad del H₂ en los gases de referencia (Jordan y Steinberg, 2011), por lo que deberían consultarse las recomendaciones sobre calibración y garantía de la calidad de las mediciones de H₂ que figuran en OMM (2016c).

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, ácidos orgánicos, etc. 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 (2004a).

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 SMHN o su equivalente (véase el capítulo 6 del presente volumen). 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 (2004a) 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, 2004a) 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 transcurra un día 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. 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).

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^a</i>
pH	Obligatorio	Electrodo de vidrio
Conductividad	Obligatorio	Celda de conductividad
Alcalinidad	Opcional	Titulación
Cl ⁻ , NO ₃ ⁻ , SO ₄ ²⁻	Obligatorio	IC
NH ₄ ⁺	Obligatorio	IC, AC
Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺	Obligatorio	IC, ICP, AAS/AES
Ácidos orgánicos ^b	Opcional	IExC, IC
NO ₂ ⁻ , F ⁻	Opcional	IC
PO ₄ ³⁻	Opcional	IC, AC

Notas:

- a IC = cromatografía iónica; AC = colorimetría automatizada;
 ICP = espectrometría con plasma acoplado inductivamente;
 IExC = 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.

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 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 eluidos y del cloro, el nitrato y el sulfato. La menor conductividad básica y las mayores señales analíticas permiten ahora detectar los aniones en el rango más bajo de microgramo por litro ($\mu g L^{-1}$).

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 NO_2^- presente, su elusión se produce justo después del Cl^- , lo que puede originar un pico asimétrico. Excepcionalmente, cuando la concentración de Cl^- es muy elevada respecto a la del NO_3^- , también puede influir en la determinación del 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 (Na^+ , NH_4^+ , K^+) se detectan utilizando un eluyente, y los cationes divalentes (Mg^{2+} y 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 Na^+ , el pico de 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 (HCOOH y CH_3COOH , 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 (CHCl_3). Normalmente, alícuotas de 250 ml de la muestra (o menos, para episodios de poco volumen) se tratan con 0,5 ml de 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 $\text{p}K_a$ s e interacciones van der Waals con la resina. Los aniones de ácidos más fuertes con menor $\text{p}K_a$ s, 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 $\text{p}K_a$ s, 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.

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 (2016d)

En el cuadro 16.3 figura una lista de parámetros de aerosoles cuya medición se recomienda en el Programa de la VAG. En OMM (2016d) y OMM (2011) se ofrecen directrices exhaustivas para la medición de aerosoles.

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 contabilizar esos artefactos (Cavalli y otros, 2010).

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. 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. La configuración óptima para el muestreo de carbono orgánico y carbono elemental se describe en la norma EN-16909 (Comité Europeo de Normalización, 2017) y en Cavalli y otros (2010).

Resulta obvio que los métodos de limitación de artefactos añaden complejidades con respecto a las mediciones con filtros simples. A los efectos de la VAG, teniendo en cuenta la lejanía y los recursos disponibles en diversos emplazamientos, el uso de separadores se recomienda solo para las mediciones de carbono orgánico y carbono elemental, pero no es un requisito para otras especies químicas. No obstante, esto implica la existencia de artefactos de muestreo para cierto número de especies inorgánicas 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 µm. Debería usarse un filtro paralelo detrás de la entrada adecuada para la fracción fina (es decir, de diámetro aerodinámico de 2,5 µm a humedad relativa ambiente). 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 menos costosos 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 un factor limitante, las prioridades para el muestreo mediante filtros se indican a continuación: a) filtros de teflón para análisis gravimétricos e iónicos; b) filtros de fibra de cuarzo para análisis de aerosoles carbonáceos con líneas que incorporen separadores de carbono; y c) filtros de teflón para análisis elemental. Cada conjunto constaría, idóneamente, de dos filtros, uno para una masa total inferior a 10 µm 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 resulta práctico utilizar más de un conjunto de muestreadores 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 comercializaban hasta hace poco tiempo 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 °C y 5 °C si el análisis no puede realizarse de inmediato. Deberían tomarse periódicamente 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 diez muestras.

Se recomienda encarecidamente medir una lista de sustancias químicas básicas de aerosoles en cada estación de aerosoles de la VAG: a) masa; b) especies iónicas principales; c) componentes carbonáceos, y d) 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 las condiciones de temperatura y presión normales. En OMM (2011) 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. Se recomienda utilizar la microbalanza de elemento cónico oscilante con correcciones del sistema de medición de la dinámica del filtro para tener en cuenta la pérdida de componentes semivolátiles de los aerosoles, y la humedad.

También se ha comercializado un instrumento de otro tipo para medir la masa continua, el medidor β . Funciona con el principio de la atenuación de rayos β por una capa de aerosol. La fuente de rayos β suele ser la desintegración de ^{14}C o ^{85}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 β que pasa por el filtro se monitoriza continuamente. Los medidores β 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 (2011) 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 (2004a) para la química de la precipitación. Además, los protocolos para la extracción de los filtros deberían documentarse bien.

Están apareciendo instrumentos que pueden realizar 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. Actualmente hay versiones comerciales más sencillas de la espectrometría de masas de aerosoles que pueden 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 aprobados por la VAG/OMM, aunque la ACTRIS está gestionando un servicio central que se centra en la espectrometría de masas de aerosoles y ofrece recomendaciones para las operaciones de vigilancia a largo plazo.

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 desplegados 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 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 CO_2 a 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 de Vigilancia interinstitucional de los entornos visuales protegidos (IMPROVE) (Chow y otros, 1993; Chow y otros, 2005), el protocolo del Instituto Nacional para la Seguridad y Salud Ocupacional (NIOSH) (Birch y Cary, 1996) y el protocolo de los Superemplazamientos europeos para la investigación de los aerosoles atmosféricos (EUSAAR-2) (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 (Watson y otros, 2009) 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.

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: a) el carbono negro es la única especie responsable de la absorción de luz del aerosol, y b) 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 (Al), silicio (Si), hierro (Fe), titanio (Ti) y escandio (Sc), y los elementos relacionados, sodio (Na), magnesio (Mg), potasio (K) y calcio (Ca). 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 (σ_{ep}) y sus dos componentes (dispersión y absorción).
- b) El espesor óptico del aerosol (δ , 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 (ω_0), definido como $\sigma_{sp}/(\sigma_{ap} + \sigma_{sp})$, que 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 (β); 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 , (α_{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 (σ_{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 $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$.

- f) La eficiencia másica de absorción para las especies i , (α_{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 (σ_{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 (σ_{ep} , σ_{sp} , σ_{ap}) de la humedad relativa, $f(\text{RH})$, 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 σ_{sp} habitualmente en todo el mundo. Algunos utilizan equipos de una sola longitud de onda, pero la mayoría miden el σ_{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 σ_{sp} en dos rangos angulares: dispersión total (7° a 170°) y retrodispersión hemisférica (90° a 170° , expresada como σ_{bsp}). El nefelímetro integrador Aurora 3000, fabricado por Ecotech, realiza mediciones comparables. Aunque no existen instrumentos que permitan determinar directamente g o β , puede emplearse la relación $b = \sigma_{bsp}/\sigma_{sp}$ para calcular cualquiera de los dos parámetros (en OMM (2011) 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 σ_{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 σ_{ep} medido con una celda de extinción de trayectoria larga, y el σ_{sp} medido con un nefelímetro integrador. En OMM (2011) 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. Este instrumento 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 (2011) 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 contadores de núcleos de condensación, también conocidos como contadores de partículas de condensación, se utilizan para medir la concentración de partículas de tan solo unos nanómetros de diámetro. La tecnología está asentada y se puede adquirir a diferentes fabricantes. 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 suele ser bastante elevada, en torno al 150 %. Los contadores de partículas de condensación son robustos y están diseñados para funcionar a largo plazo. Sin embargo, necesita controles regulares de calidad en el emplazamiento, especialmente en lo que respecta a la limpieza del saturador y la óptica. Además, es necesario calibrar anualmente los contadores de partículas de condensación con un instrumento de referencia. Si no se controla la eficacia del recuento, el rendimiento de los contadores de partículas de condensación puede sufrir derivas con el tiempo y provocar un sesgo inadvertido de hasta varias decenas de puntos porcentuales. Las mediciones del número y la distribución por tamaño de las partículas complementan los contadores de núcleos de condensación. En la actualidad existen muchos instrumentos comerciales para las fracciones finas y gruesas. 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.

Los espectrómetros de movilidad por tamaño de partícula miden el número y la distribución por tamaño de las partículas del rango de tamaño submicrométrico de aproximadamente 10 a 800 nm. La tecnología está asentada y está disponible comercialmente, pero también hay sistemas de medición diseñados a medida. Un espectrómetro de movilidad por tamaño de partícula es robusto y está diseñado para funcionar a largo plazo, aunque requiere controles regulares de calidad en el emplazamiento. Además, se requieren calibraciones anuales o bianuales tanto del espectrómetro de movilidad por tamaño de partícula como del contador de partículas de condensación con respecto a los instrumentos de referencia. Si no se controla el rendimiento del espectrómetro de movilidad por tamaño de partícula, puede haber una deriva con el tiempo, causando sesgos inadvertidos tanto en el tamaño de las partículas como en la concentración del número de partículas de hasta varias decenas de puntos porcentuales.

Para los rangos de tamaño de modo superior de acumulación y grueso, se emplean espectrómetros de tamaño de partícula óptico y aerodinámico. La tecnología de los espectrómetros de tamaño de partícula aerodinámico está asentada y disponible comercialmente. Los resultados de la comparación de estos instrumentos pueden consultarse en el informe del taller de 2014. Los espectrómetros de tamaño de partícula aerodinámico son robustos y están diseñados para funcionar a largo plazo. En el mercado existen diferentes espectrómetros de tamaño de partícula óptico, algunos de los cuales podrían utilizarse para realizar mediciones a largo plazo. Los espectrómetros de tamaño de partícula óptico incluyen una serie de instrumentos relativamente pequeños y de bajo costo que utilizan diodos láser y que tienen que manejarse cuidadosamente para ofrecer mediciones cuantitativas fiables. Tanto los espectrómetros de tamaño de partícula aerodinámico como los espectrómetros de tamaño

de partícula óptico necesitan comprobaciones periódicas de control de calidad sobre el terreno. Además, se requieren calibraciones anuales o bianuales con respecto a normas identificables y los instrumentos de referencia. Si no se controla el funcionamiento de los espectrómetros de tamaño de partícula óptico o aerodinámico, ambos tipos de instrumentos pueden sufrir derivas con el tiempo y provocar un sesgo inadvertido de hasta varias decenas de puntos porcentuales.

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 tienen ahora una tecnología asentada y están disponibles comercialmente, y se están convirtiendo en el enfoque técnico recomendado en un número creciente de estaciones de VAG. El contador de núcleos de condensación de nube está diseñado para funcionar a largo plazo. Sin embargo, los instrumentos necesitan calibraciones semestrales de control de calidad con un aerosol estándar in situ. Además, es necesario realizar calibraciones anuales o semestrales del contador de núcleos de condensación de la nube con respecto a un instrumento de referencia. Si no se controla el rendimiento de un contador de núcleos de condensación de nube, el flujo podría cambiar con el tiempo, causando una sobresaturación mal definida en el instrumento y un sesgo en la concentración numérica medida. Dada la complejidad de la medición, se recomienda realizarla en estaciones de la VAG que tengan programas de aerosoles muy desarrollados.

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 δ 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 δ a una longitud de onda determinada consta de varios componentes, como la dispersión por moléculas gaseosas δ_R (dispersión de Rayleigh), la extinción por partículas de aerosol δ_A , la absorción de gases traza δ_G (ozono, dióxido de nitrógeno, etc.), y la posible contaminación de la nube. Así, el EOA 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 EOA 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 EOA, 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 (2003) se han recomendado longitudes de onda y pasos de banda específicos para el EOA exentos en general de componentes de extinción variable (vapor de agua y 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 EOA 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 ± 3 nm y 865 ± 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 EOA 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 calibración⁵ 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 investigación que contribuyen con la VAG: la Red Asiática de Lidar para la de Observación del Polvo y Aerosoles, la Red Latinoamericana de Lidar, la Red de Lidar de la Comunidad de Estados Independientes, la Red Europea Lidar de Investigación sobre Aerosoles, la Red de Microimpulsos Lidar, la Red para la detección de cambios en la composición de la atmósfera y la Red de Lidar del Centro Científico y Tecnológico de Teledetección Cooperativa de la NOAA. Estas redes se coordinan en el marco de la Red de observación de lidares de aerosoles de la VAG (GALION; OMM, 2008a).

Existen varias técnicas distintas de lidar, según el diseño específico del instrumento y, principalmente, el proceso específico de dispersión del láser en la atmósfera.

⁵ Véanse más detalles en el sitio web del Centro Mundial de Investigación y Calibración sobre Espesor Óptico (en <https://www.pmodwrc.ch/en/home/>).

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 EOA, 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 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 pueden ser 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 puede 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 también las condiciones meteorológicas imperantes. 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 (β_a), coeficiente de extinción del aerosol (α_a);
 - ii) parámetros ópticos intensivos: relación de lidar, relación de despolarización lineal de las partículas (δ_a), exponente Ångström relacionado con la retrodispersión (Å_p) exponente Ångström relacionado con la extinción (Å_α);
- c) propiedades ópticas en la capa identificada:
 - i) retrodispersión integrada, EOA;
 - 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>	β_a	α_a	<i>Relación de lidar^a</i>	<i>EOA</i>	\dot{A}_β	\dot{A}_α	<i>Tipo^b</i>	<i>Propiedades microfísicas</i>
Nefobasímetro ^c	✓	✓ d							
Nefobasímetro + fotómetro solar	✓	✓	✓(d) ^e		✓(d)				
Nefobasímetro + fotómetro solar + lidar de despolarización	✓	✓	✓(d) ^e		✓(d)			✓ (limitado)	
Lidar de retrodispersión, una longitud de onda 1- λ	✓	✓							
Lidar de retrodispersión 1- λ + fotómetro solar	✓	✓	✓(d) ^e		✓(d)				
Lidar de retrodispersión 1- λ + fotómetro solar + lidar de despolarización	✓	✓	✓(d) ^e		✓(d)			✓(d) (limitado)	
Lidar de retrodispersión, varias longitudes de onda (m- λ) ^e	✓	✓					✓		
Lidar de retrodispersión m- λ ^e + fotómetro solar	✓	✓	✓(d) ^e		✓(d)	✓(d) ^e	✓		✓(d) ^e
Lidar de retrodispersión m- λ ^e + fotómetro solar + lidar de despolarización	✓	✓	✓(d) ^e		✓(d)	✓(d) ^e	✓	✓	✓(d) ^e

<i>Técnicas lidar en superficie</i>	<i>Propiedades geométricas</i>	β_a	α_a	<i>Relación de lidar^a</i>	<i>EOA</i>	\dot{A}_β	\dot{A}_α	<i>Tipo^b</i>	<i>Propiedades microfísicas</i>
Lidar Raman/lidar de alta resolución espectral 1- λ	✓	✓	✓ ^g	✓ ^g	✓ ^g			✓ ^g (limitado)	
Lidar Raman/lidar de alta resolución espectral 1- λ + fotómetro solar	✓	✓	✓ ^g	✓ ^g	✓ ^g	✓(d) ^e	✓(d) ^e	✓ (limitado)	✓(d) ^e
Lidar Raman/lidar de alta resolución espectral 1- λ + fotómetro solar + lidar de despolarización	✓	✓	✓ ^g	✓ ^g	✓ ^g	✓(d) ^e	✓(d) ^e	✓	✓(d) ^e
Lidar Raman m- λ ^f	✓	✓	✓ ^g	✓ ^g	✓ ^g	✓ ^g	✓	✓ ^g	✓ ^g
Lidar Raman m- λ ^f + fotómetro solar	✓	✓	✓ ^g	✓ ^g	✓ ^g	✓ ^g	✓	✓	✓ ^g
Lidar Raman m- λ ^f + fotómetro solar + lidar de despolarización	✓	✓	✓ ^g	✓ ^g	✓ ^g	✓ ^g	✓	✓	✓ ^g

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 Estimación únicamente.
- f $m > 2$
- 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 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 (^7Be , ^{10}Be , ^{210}Pb y ^{222}Rn) y de los radionucleidos antropógenos (^{85}Kr) es razonablemente bien conocida. El ^7Be y el ^{10}Be se producen por interacciones de rayo cósmico en la troposfera superior y la estratosfera inferior. El ^{222}Rn es exhalado de la superficie de la Tierra como resultado de la desintegración del uranio en el suelo. El ^{210}Pb se produce en la troposfera inferior por la desintegración del ^{222}Rn . La mayor parte del ^{85}Kr de la atmósfera es liberada durante el reprocesamiento de combustible nuclear. Los átomos de ^7Be , ^{10}Be y ^{210}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}Rn y el ^{85}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 (2004b) 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 (según OMM, 2017a); 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 ₂	JMA (Asia, suroeste del Pacífico) ^a	NOAA-ESRL	NOAA-ESRL (itinerante) Empa (auditoría)		JMA
Isótopos de CO ₂		MPI-BGC			JMA
CH ₄	Empa (América, Europa, África) ^a JMA (Asia, suroeste del Pacífico) ^a	NOAA-ESRL	Empa (América, Europa, África) ^a JMA (Asia, suroeste del Pacífico) ^a		JMA
N ₂ O	UBA	NOAA-ESRL	KIT/IMK-IFU		JMA
SF ₆		NOAA-ESRL	KMA		JMA
CFC, HCFC, HFC					JMA
Ozono en superficie	Empa	NIST	Empa	OCBA (América del sur)	NILU
CO	Empa	NOAA-ESRL	Empa		JMA
Compuestos orgánicos volátiles	UBA	NPL (etano, propano, n-butano, n-pentano, acetileno, tolueno, benceno, isopreno), NIST (monoterpenos)	KIT/IMK-IFU		NILU
NO _x	UBA	NPL (NO)	FZJ (IEK-8 (NO))		NILU
SO ₂					NILU
H ₂		MPI-BGC			JMA
Química de la precipitación/deposición húmeda	NOAA-ARL (América)	ISWS	ISWS		NOAA-ARL

<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>
Ozono total	JMA (Asia, suroeste del Pacífico)	NOAA-ESRL (instrumentos Dobson), EC (instrumentos Brewer)	NOAA-ESRL (instrumentos Dobson), EC (instrumentos Brewer)	Instrumentos Dobson: BoM (Australia y Oceanía), NOAA-ESRL, JMA (Asia), MOHp (Europa), CHMI-SOO-HK (Europa), OCBA (América del Sur), SAWS (África), Instrumentos Brewer: CIAI-AEMET (Europa) Instrumentos de filtro: MGO	EC (observaciones de superficie) DLR (observaciones espaciales)
Ozonosondas	FZJ (IEK-8)	FZJ (IEK-8)	FZJ (IEK-8)		EC
Radiación UV			PMOD/WRC	NOAA-ESRL (América), EUVC/PMOD (E) ^a	EC
Propiedades físicas de los aerosoles	UBA		IFT		NILU (observaciones de superficie) DLR (observaciones espaciales)
Espesor óptico de los aerosoles		PMOD/WRC (radiómetros de filtro de precisión)	PMOD/WRC		NILU (observaciones de superficie) DLR (observaciones espaciales)
Propiedades químicas de los aerosoles					NILU
Radiación solar		PMOD/WRC	PMOD/WRC		MGO

Instituciones anfitrionas

BoM	Oficina de Meteorología, Melbourne (Australia)
CHMI-SOO-HK	Instituto Hidrometeorológico de Chequia, Observatorio de la Radiación Solar y del Ozono, Hradec Kralove (Chequia)
CIAI-AEMET	Centro de Investigación Atmosférica de Izaña - Agencia Estatal de Meteorología, Tenerife (España)
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)
(FZJ) IEK-8	Forschungszentrum Jülich, Instituto de Energía e Investigación Climática: Troposfera (IEK-8), Centro de Investigación Jülich S.R.L, Jülich (Alemania)
IFT	Instituto de Estudio de la Troposfera, Leipzig (Alemania)
ISWS	División de Estudio de los Recursos Hídricos del Estado de Illinois, Champaign, Illinois (Estados Unidos de América)
JMA	Servicio Meteorológico de Japón, Tokio (Japón)
KIT/IMK-IFU	Instituto de Tecnología de Karlsruhe, Instituto de Investigación Meteorológica y Climática – Investigación sobre el Medio Ambiente Atmosférico, Garmisch-Partenkirchen (Alemania)
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)
MOHp	Observatorio Meteorológico de Hohenpeissenberg, Hohenpeissenberg (Alemania)
MPI-BGC	Instituto Max Planck de Biogeoquímica, Jena (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)
UBA	Umweltbundesamt, Organismo de Protección Ambiental de Alemania, Berlín (Alemania)

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Birch, M.E. and R.A. Cary, 1996: Elemental carbon-based method for monitoring occupational exposures to particulate diesel exhaust. *Aerosol Science and Technology*, 25:221–241.
- Cavalli, F., M. Viana, K.E. Yttri, J. Genberg and J.-P. Putaud, 2010: Toward a standardised thermal-optical protocol for measuring atmospheric organic and elemental carbon: the EUSAAR protocol. *Atmospheric Measurement Techniques*, 3:79–89.
- Chow, J.C., J.G. Watson, L.-W.A. Chen, G. Paredes-Miranda, M.-C.O. Chang, D. Trimble, K.K. Fung, H. Zhang and J. Zhen Yu, 2005: Refining temperature measures in thermal/optical carbon analysis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5:2961–2972.
- Chow, J.C., J.G. Watson, D. Crow, D.H. Lowenthal and T. Merrifield, 2001: Comparison of IMPROVE and NIOSH carbon measurements. *Aerosol Science and Technology*, 34:23–34.
- Chow, J.C., J.G. Watson, L.C. Pritchett, W.R. Pierson, C.A. Frazier and R.G. Purcell, 1993: The DRI thermal/optical reflectance carbon analysis system: Description, evaluation, and applications in U.S. air quality studies. *Atmospheric Environment*, 27A(8):1185–1201.
- Coplen, T.B., W.A. Brand, M. Gehre, M. Gröning, H.A.J. Meijer, B. Toman and R.M. Verkouteren, 2006: New Guidelines for $\delta^{13}\text{C}$ Measurements. *Analytical Chemistry*, 78(7):2439–2441.
- EMEP, 2014: *EMEP Manual for Sampling and Chemical Analysis*. Kjeller, Norwegian Institute for Air Research, available from <https://projects.nilu.no/ccc/manual/index.html>.
- European Committee for Standardization (CEN), 2017: Ambient air - Measurement of elemental carbon (EC) and organic carbon (OC) collected on filters. EN-16909:2017. Comité European de Normalisation.
- de Laeter, J.R., J.K. Böhlke, P. De Bièvre, H. Hidaka, H.S. Peiser, J.K.R. Rosman and P.D. Taylor, 2003: Atomic weights of the elements: Review 2000. IUPAC Technical Report. *Pure and Applied Chemistry*, 75:683–800.
- Ge, B., Y. Sun, Y. Liu, H. Dong, D. Ji, Q. Jiang, J. Li and Z. Wang, 2013: Nitrogen dioxide measurements by cavity attenuated phase shift spectroscopy (CAPS) and implications in ozone production efficiency and nitrate formation in Beijing, China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118:9499–9509, doi:10.1002/jgrd.50757.
- Götz, F.W.P., A.R. Meetham and G.M.B. Dobson, 1934: The vertical distribution of ozone in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London*, A145(855):416–446.
- Grant, A., C.S. Witham, P.G. Simmonds, A.J. Manning and S. O'Doherty, 2010: A 15 year record of high-frequency, in situ measurements of hydrogen at Mace Head, Ireland. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10:1203–1214 (available from <http://www.atmos-chem-phys.net/10/1203/2010/acp-10-1203-2010.pdf>).
- Herndon, S.C., M.S. Zahniser, D.D. Nelson Jr., J. Shorter, J.B. McManus, R. Jiménez, C. Warneke and 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. *Journal of Geophysical Research*, 112(D10S03).
- Hönninger, G., C. von Friedeburg and U. Platt, 2004: Multi axis differential optical absorption spectroscopy (MAX-DOAS). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4:231–254, <https://doi.org/10.5194/acp-4-231-2004>.
- International Organization for Standardization/International Electrotechnical Commission, 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. Geneva. (equivalent to: Joint Committee for Guides in Metrology, 2008: *Evaluation of Measurement Data – Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*, JCGM 100:2008, Corrected in 2010).
- 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. *International Journal of Remote Sensing*, 34(15):5541–5550.
- Jordan, A. and B. Steinberg, 2011: Calibration of atmospheric hydrogen measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4:509–521.
- Kelly, T.J., C.W. Spicer and G.F. Ward, 1990: An assessment of the luminol chemiluminescence technique for measurement of NO_2 in ambient air. *Atmospheric Environment*, 24A(9):2397–2403.
- Kuang, S., Newchurch M.J., Burris J. and Liu X., 2013: Ground-based lidar for atmospheric boundary layer ozone measurements. *Applied Optics*, 52(15):3557–3566, <http://dx.doi.org/10.1364/AO.52.003557>.

- Lebegue, B., M. Schmidt, M. Ramonet, B. Wastine, C. Yver Kwok, O. Laurent, S. Belviso, A. Guemri, C. Philippon, J. Smith and S. Conil, 2016: Comparison of nitrous oxide (N₂O) analyzers for high-precision measurements of atmospheric mole fractions. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9:1221–1238.
- Mateer, C.L. and J.J. DeLuisi, 1992: A new Umkehr inversion algorithm. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 54(5):537–556.
- Mateer, C.L. and H.U. Dütsch, 1964: *Uniform Evaluation of Umkehr Observations from the World Ozone Network, Part I – Proposed Standard Evaluation Technique*. NCAR, Boulder, Colorado.
- Nash, T., 1953: The colorimetric estimation of formaldehyde by means of the Hantzsch reaction. *Biochemical Journal*, 55(3):416–421, doi: 10.1042/bj0550416.
- Novelli, P., A.M. Croswell and B.D. Hall, 2009: Application of gas chromatography with a pulsed discharge helium ionization detector for measurements of molecular hydrogen in the atmosphere. *Environmental Science and Technology*, 43(7):2431–2436, doi: 10.1021/es803180g.
- Petropavlovskikh, I., P.K. Bhartia and J. DeLuisi, 2005: New Umkehr ozone profile retrieval algorithm optimized for climatological studies. *Geophysical Research Letters*, 32(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 and X.-Y. Zhang, 2013: Recommendations for reporting "black carbon" measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13:8365–8379.
- Platt U. and J. Stutz, 2008: Differential Optical Absorption Spectroscopy (DOAS)—Principles and Applications. 10.1007/978-3-540-75776-4.
- Ramanathan, K.R. and J.V. Dave, 1957: The calculation of the vertical distribution of ozone by the Götz Umkehr Effect (method B). *Annals of the International Geophysical Year*, V(1):23–45.
- Rella, C. W., H. Chen, A.E. Andrews, A. Filges, C. Gerbig, J. Hatakka, A. Karion, N.L. Miles, S.J. Richardson, M. Steinbacher, C. Sweeney, B. Wastine and C. Zellweger, 2013: High accuracy measurements of dry mole fractions of carbon dioxide and methane in humid air. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6:837–860.
- 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 and H. Puxbaum, 2001: Results of the "carbon conference" international aerosol carbon round robin test stage I. *Atmospheric Environment*, 35(12):2111–2121.
- Schultz, M.G., H. Akimoto, J. Bottenheim, B. Buchmann, I.E. Galbally, S. Gilge, D. Helmig, H. Koide, A.C. Lewis, P.C. Novelli, C. Plass-Dülmer, T.B. Ryerson, M. Steinbacher, R. Steinbrecher, O. Tarasova, K. Torseth, V. Thouret and C. Zellweger, 2015: The Global Atmosphere Watch reactive gases measurement network. *Elementa Science of the Anthropocene*, 3:1–23, <http://doi.org/10.12952/journal.elementa.000067>.
- Sofieva, V.F., N. Rappaport, 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 and C. Zehner, 2013: Harmonized dataset of ozone profiles from satellite limb and occultation measurements. *Earth System Science Data Discussions*, 6:189–222.
- 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. Lingenfeller, J. Lumpe, B. Nardi, J. Neu, D. Pendlebury, E. Remsberg, A. Rozanov, L. Smith, M. Toohey, J. Urban, T. von Clarmann, K.A. Walker, and R. Wang, 2013: SPARC Data Initiative: A comparison of ozone climatologies from international limb satellite sounders. *Journal of Geophysical Research*, 118:12229–12247.
- Tuzson, B., K. Zeyer, M. Steinbacher, J.B. McManus, D.D. Nelson, M.S. Zahniser and L. Emmenegger, 2013: Selective measurements of NO, NO₂ and NO_y in the free troposphere using quantum cascade laser spectroscopy. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6:927–936.
- van der A, R. J., M.A.F. Allaart and H.J. Eskes, 2010: Multi sensor reanalysis of total ozone. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10:11277–11294.
- Vardag, S.N., S. Hammer, S. O'Doherty, T.G. Spain, B. Wastine, A. Jordan and I. Levin, 2014: Comparisons of continuous atmospheric CH₄, CO₂ and N₂O measurements – results from a travelling instrument campaign at Mace Head. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14:8403–8418.
- Warneke, C., P. Veres, J.S. Holloway, J. Stutz, C. Tsai, S. Alvarez, B. Rappenglueck, F.C. Fehsenfeld, M. Graus, J.B. Gilman and J.A. de Gouw, 2011: Airborne formaldehyde measurements using PTR-MS: calibration, humidity dependence, inter-comparison and initial results. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4:2345–2358.

- Watson, J.G., J.C. Chow, L.-W. A. Chen and N.H. Frank, 2009: Methods to assess carbonaceous aerosol sampling artifacts for IMPROVE and other long-term networks. *Journal of the Air and Waste Management Association*, 59(8):898–911.
- Wisthaler, A., E.C. Apel, J. Bossmeyer, A. Hansel, W. Junkermann, R. Koppmann, R. Meier, K. Müller, S.J. Solomon, R. Steinbrecher, R. Tillmann and T. Brauers, 2008: Technical note: Intercomparison of formaldehyde measurements at the atmosphere simulation chamber SAPHIR. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8:2189–2200.
- World Meteorological Organization, 2001: *Global Atmosphere Watch Measurements Guide*. Global Atmosphere Watch Report No. 143 (WMO/TD-No. 1073). Geneva.
- , 2003: *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). Geneva.
- , 2004a: *Manual for the GAW Precipitation Chemistry Programme a Guidelines, Data Quality Objectives and Standard Operating Procedures* (M.A. Allan, ed.). Global Atmosphere Watch Report No. 160 (WMO/TD-No. 1251). Geneva.
- , 2004b: *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). Geneva.
- , 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). Geneva.
- , 2007: *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). Geneva.
- , 2008a: *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). Geneva.
- , 2008b: *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). Geneva.
- , 2008c: *Operations Handbook – Ozone Observations with a Dobson Spectrophotometer* (W.D. Komhyr 1980; revised by R.D. Evans). Global Atmosphere Watch Report No. 183 (WMO/TD-No. 1469). Geneva.
- , 2009: *Guidelines for the Measurement of Methane and Nitrous Oxide and their Quality Assurance*. Global Atmosphere Watch Report No. 185 (WMO/TD-No. 1478). Geneva.
- , 2010: *Guidelines for the Measurement of Atmospheric Carbon Monoxide*. Global Atmosphere Watch Report No. 192 (WMO/TD-No. 1551). Geneva.
- , 2011: *WMO/GAW Standard Operating Procedures for In situ Measurements of Aerosol Mass Concentration, Light Scattering and Light Absorption* (J.A. Ogren, ed.). Global Atmosphere Watch Report No. 200. Geneva.
- , 2012: *Standard Operating Procedures (SOPs) for Air Sampling in Stainless Steel Canisters for Non-Methane Hydrocarbons Analysis* (R. Steinbrecher and E. Weiß). Global Atmosphere Watch Report No. 204. Geneva.
- , 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). Geneva.
- , 2014: *Quality Assurance and Quality Control for Ozonesonde Measurements in GAW* (H.G.J. Smit and ASOPOS Panel). Global Atmosphere Watch Report No. 201. Geneva.
- , 2015a: *Report of the Second Session of the CAS Environmental Pollution and Atmospheric Chemistry Scientific Steering Committee (EPAC SSC)* (Geneva, Switzerland, 18–20 February 2015). Global Atmosphere Watch Report No. 220. Geneva.
- , 2015b: *Eighth Intercomparison Campaign of the Regional Brewer Calibration Center for Europe (RBCC-E)*, (El Arenosillo Sounding Station, Heulva, Spain, 10–20 June 2013), Global Atmosphere Watch Report No. 223. Geneva.
- , 2015c: *Ninth Intercomparison Campaign of the Regional Brewer Calibration Center for Europe (RBCC-E)*, (Lichtklimatisches Observatorium, Arosa, Switzerland, 14–26 July 2014). Global Atmosphere Watch Report No. 224. Geneva.
- , 2015d: *Absorption Cross-Sections of Ozone (ACSO) Status Report as of December 2015*, Global Atmosphere Watch Report No. 218. Geneva.

- , 2015e: *Analytical Methods for Atmospheric SF₆ Using Gas Chromatography with micro Electron Capture Detector (GC- μ ECD)*, Global Atmosphere Watch Report No. 222 (KMA Technical Note CCMD 2015-3). Geneva.
- , 2016a: *The Global Observing System for Climate: Implementation Needs*, GCOS-200 (GOOS-214). Geneva.
- , 2016b: *WMO/UNEP Dobson Data Quality Workshop*, (Hradec Kralove, Czech Republic, 14-18 February 2011), Global Atmosphere Watch Report No. 225. Geneva.
- , 2016c: *18th WMO/IAEA Meeting on Carbon Dioxide, Other Greenhouse Gases and Related Tracers Measurement Techniques (GGMT-2015)*, (La Jolla, CA, USA, 13-17 September 2015), Global Atmosphere Watch Report No. 229. Geneva.
- , 2016d: *WMO/GAW Aerosol Measurement Procedures, Guidelines and Recommendations*, 2nd Edition, Global Atmosphere Watch Report No. 227 (WMO-No. 1177). Geneva.
- , 2017a: *WMO Global Atmosphere Watch (GAW) Implementation Plan: 2016-2023*. Global Atmosphere Watch Report No. 228. Geneva.
- , 2017b: *Report of the WMO/GAW Expert Meeting on Nitrogen Oxides and International Workshop on the Nitrogen Cycle*, (York, United Kingdom, 12 - 14 April 2016), Global Atmosphere Watch Report No. 232. Geneva.
- , 2018: *WMO/GAW Calibration Methods of GC- μ ECD for Atmospheric SF₆ Measurements*, KMA Technical Note CCMD2016-6, Global Atmosphere Watch Report No. 239. Geneva.
- World Meteorological Organization, World Health Organization, UN Environment, International Global Atmospheric Chemistry and the European Monitoring and Evaluation Programme: *Low-cost Sensors for the Measurement of Atmospheric Composition: Overview of Topic and Future Applications* (A.C Lewis, E. von Schneidmesser and R.E. Peltier, eds) (WMO-No. 1215). Geneva.
- Wunch, D., G.C.Toon, P.O. Wennberg, S.C. Wofsy, B.B. Stephens, M.L. Fischer, O. Uchino, J.B. Abshire, P. Bernath, S.C. Biraud, J.-F.L.Blavier, C. Boone, K.P.,Bowman, E.V. Browell, T. Campos, B.J. Connor, B.C. Daube, N.M. Deutscher, M. Diao, J.W. Elkins, C. Gerbig, E. Gottlieb, D.W.T. Griffith, D.F. Hurst, R. Jiménez, G. Keppel-Aleks, E.A. Kort, R. Macatangay, T. Machida, H. Matsueda, F. Moore, I. Morino, ,S. Park, J. Robinson, C.M. Roehl, Y. Sawa, V. Sherlock, C. Sweeney, T. Tanaka and M.A. Zondlo, 2010: Calibration of the Total Carbon Column Observing Network using aircraft profile data. *Atmospheric Measurement Techniques*, 3:1351–1362, <https://doi.org/10.5194/amt-3-1351-2010>.
- Zellweger, C., C. Hüglin, J. Klausen, M. Steinbacher, M Vollmer and B. Buchmann, 2009: Inter-comparison of four different carbon monoxide measurement techniques and evaluation of the long-term carbon monoxide time series of Jungfraujoch. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9:3491–3503.
- Zellweger, C., M. Steinbacher and B. Buchmann, 2012: Evaluation of new laser spectrometer techniques for in situ carbon monoxide measurements, *Atmospheric Measurement Techniques*, 5:2555–2567.
- Zellweger, C., L. Emmenegger, M. Firdaus, J. Hatakka, M. Heimann, E. Kozlova, T.G. Spain, M. Steinbacher, M.V. van der Schoot and B. Buchmann, 2016: Assessment of recent advances in measurement techniques for atmospheric carbon dioxide and methane observations. *Atmos. Meas. Tech.*, 9: 4737-4757, doi:10.5194/amt-9-4737-2016.

Para más información, diríjase a:

Organización Meteorológica Mundial

7 bis, avenue de la Paix – Case postale 2300 – CH 1211 Genève 2 – Suiza

Oficina de Comunicaciones Estratégicas

Tel.: +41 (0) 22 730 83 14

Correo electrónico: cpa@wmo.int

wmo.int