

ÍNDICE DEL CAPÍTULO

	<i>Página</i>
CAPÍTULO 5. TÉCNICAS ESPECIALES DE PERFILADO DE LA CAPA LÍMITE Y LA TROPOSFERA	704
5.1 Generalidades	704
5.2 Técnicas de teledetección de superficie	704
5.2.1 Sondeadores acústicos (sodares)	704
5.2.2 Radares perfiladores del viento	706
5.2.3 Sistemas de sondeo radioacústico.	707
5.2.4 Radiómetros de microondas	708
5.2.5 Radares láser (lidares).	710
5.2.6 Sistema mundial de navegación por satélite	711
5.2.6.1 Descripción del Sistema mundial de navegación por satélite	712
5.2.6.2 Señal troposférica del Sistema mundial de navegación por satélite . .	712
5.2.6.3 Vapor de agua integrado	713
5.2.6.4 Incertidumbres de medición	714
5.3 Mediciones <i>in situ</i>	714
5.3.1 Seguimiento con globos.	714
5.3.2 Radiosondas en la capa límite	714
5.3.3 Torres y mástiles con instrumentos	715
5.3.4 Globos cautivos con instrumentos	716
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA	719

CAPÍTULO 5. TÉCNICAS ESPECIALES DE PERFILADO DE LA CAPA LÍMITE Y LA TROPOSFERA

5.1 GENERALIDADES

Se han desarrollado técnicas especiales de perfilado para obtener datos a la elevada resolución temporal y espacial que exigen los análisis, las predicciones y las investigaciones en escalas meteorológicas más pequeñas y para diversas aplicaciones especiales. En este capítulo se hace una descripción general de los sistemas de superficie actuales que pueden utilizarse con tales fines. Se divide en dos partes principales: técnicas de teledetección y técnicas de medición directa *in situ*. Algunas de esas técnicas pueden utilizarse para mediciones en toda la troposfera y otras se emplean en la troposfera inferior, particularmente en la capa límite planetaria.

Las técnicas de teledetección se basan en la interacción de la energía electromagnética o acústica con la atmósfera. El instrumento de medición y la variable que debe medirse se encuentran espacialmente separados, al contrario de lo que ocurre en la detección sobre el terreno (*in situ*). Para las aplicaciones atmosféricas, la técnica puede dividirse en técnicas pasivas y activas. En las técnicas pasivas se utiliza la radiación de origen natural en la atmósfera (radiómetros de microondas). Los sistemas activos (sodares, perfiladores del viento, sistemas de sondeo radioacústico (RASS) y lidares) se caracterizan por la inyección en la atmósfera de una radiación artificial específica. Estas técnicas de perfilado de superficie se describen en la sección 5.2. En el capítulo 7 de la parte II y en la parte III se examinan otras técnicas de teledetección relacionadas con el presente capítulo.

En la sección 5.3 se describen técnicas *in situ* con instrumentos situados en diversas plataformas para obtener directamente medidas en la capa límite (globos, radiosondas de capa límite, torres y mástiles dotados de instrumentos, y globos cautivos con instrumentos). En los capítulos 12 y 13 de la parte I se describen las técnicas más utilizadas en las que se emplean globos para obtener mediciones del perfil.

Abunda la literatura sobre técnicas de perfilado. Para las consideraciones generales y las comparaciones, véanse Derr (1972), OMM (1980), Martner y otros (1993) y el número especial del *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* (volumen 11, número 1, 1994; véase <http://journals.ametsoc.org/toc/atot/11/1>).

5.2 TÉCNICAS DE TELEDETECCIÓN DE SUPERFICIE

5.2.1 Sondeadores acústicos (sodares)

Los sodares (del inglés SOund Detection And Ranging, detección y localización sónica) se basan en el principio de la dispersión de ondas acústicas por la atmósfera. Según la teoría de la dispersión del sonido, un pulso sónico emitido en la atmósfera se dispersa debido a las variaciones del índice de refracción causadas por fluctuaciones turbulentas de temperatura y velocidad en pequeña escala, que se producen de forma natural en el aire y que están asociadas sobre todo a los fuertes gradientes de temperatura y humedad presentes en las inversiones. En el caso de la retrodispersión (180°), solo las fluctuaciones de temperatura a una escala de la mitad de la longitud de onda acústica de transmisión determinan el retorno del eco, en tanto que en las otras direcciones ese retorno se debe a las fluctuaciones de temperatura y velocidad, salvo para ángulos de 90°, en que no hay dispersión.

Entre las referencias útiles para el sondeo acústico figuran Brown y Hall (1978), Neff y Coulter (1986), Gaynor y otros (1990) y Singal (1990).

Si bien se han desarrollado varios tipos diferentes de sondeadores acústicos, los dos tipos más comunes considerados para uso operativo son el sodar monoestático y el sodar Doppler monoestático.

El sodar monoestático consiste en una fuente acústica de pulsos orientada verticalmente y un receptor adyacente. Una pequeña parte de cada pulso sónico se retrodispersa hasta el receptor mediante las fluctuaciones térmicas que se producen naturalmente en el aire. El receptor mide la intensidad del sonido devuelto. Al igual que en un radar convencional, el tiempo transcurrido entre el momento en que se transmite y recibe un eco indica la distancia hasta el objetivo. En un sodar biestático, el receptor está situado a cierta distancia de la fuente sónica para recibir señales causadas por las fluctuaciones de velocidad.

Además de medir la intensidad de la señal de retorno, un sodar Doppler monoestático analiza también el espectro de frecuencia de las señales transmitidas y recibidas para determinar el desplazamiento de frecuencia Doppler entre el sonido transmitido y retrodispersado. Esta diferencia se debe al movimiento de las fluctuaciones de temperatura con el aire, y proporciona una medida de la velocidad radial del aire. El sodar Doppler utiliza normalmente tres haces: uno dirigido verticalmente y dos inclinados respecto de la vertical para determinar las componentes del viento en tres direcciones. Sobre la base de esas componentes se calculan los vientos verticales y horizontales. El vector viento puede mostrarse en un diagrama de tiempo-altura a intervalos de unos 30 a 50 m.

La altura máxima que pueden alcanzar los sondeadores acústicos depende de los parámetros del sistema, pero varía también en función de las condiciones atmosféricas. Los sistemas económicos pueden alcanzar generalmente alturas de 600 m o más, con resoluciones de altura de unas decenas de metros.

Un sodar podría tener las siguientes características:

Parámetro	Valor típico
Frecuencia de los pulsos	1 500 Hz
Duración de los pulsos	0,05-0,2 s
Período de repetición de los pulsos	2-5 s
Abertura del haz	15°
Potencia acústica	100 W

Los sodares monoestáticos producen normalmente un registro tiempo-altura de la potencia de la señal del eco retrodispersado. Estos diagramas contienen numerosos detalles sobre la estructura interna de la capa límite, y pueden utilizarse, en principio, para controlar las alturas de inversión, la profundidad de la capa de mezcla, los cambios de estabilidad en los límites y el espesor de la niebla. Ahora bien, para interpretar correctamente los diagramas hay que tener considerables conocimientos y aptitudes, y disponer preferentemente de información adicional de mediciones *in situ* y sobre la situación meteorológica general.

Los sistemas de sodares Doppler monoestáticos proporcionan mediciones de los perfiles del viento, así como información sobre la intensidad. Tales sistemas constituyen un método rentable para obtener vientos en la capa límite, y son particularmente apropiados para la vigilancia continua de inversiones y vientos cerca de plantas industriales, donde la contaminación puede plantear problemas.

La principal limitación de los sistemas de sodares, aparte de la limitada cobertura de alturas, es su sensibilidad al ruido interferente. Esto puede deberse al tráfico, a precipitaciones o a fuertes vientos. Tal limitación impide que pueda utilizarse como sistema válido en cualesquiera condiciones meteorológicas. Los sodares producen sonido, cuya naturaleza y nivel probablemente cause molestias en las proximidades, por lo que tal vez no puedan emplearse en entornos que en otras circunstancias resultarían adecuados.

Algunos sistemas se basan en espuma absorbente para reducir los efectos de las fuentes de ruido externas y las molestias para las personas. La espuma se deteriora con el tiempo, por lo que debe sustituirse periódicamente, previniendo así la degradación del rendimiento del instrumento.

5.2.2 Radares perfiladores del viento

Los perfiladores del viento son radares Doppler en ondas métricas (VHF) y decimétricas (UHF) para medir los perfiles del viento en todas las condiciones meteorológicas. Esos radares detectan señales retrodispersadas procedentes de irregularidades del índice de refracción radioeléctrica asociadas con remolinos turbulentos con escalas de media longitud de onda de radar (condición de Bragg). Como los remolinos turbulentos se desplazan con el viento medio, su velocidad de traslación proporciona una medida directa del vector viento medio. A diferencia de los radares meteorológicos tradicionales, pueden funcionar sin precipitación ni nubes. Los perfiladores miden habitualmente la velocidad radial del aire en tres o más direcciones —verticalmente y a 15° fuera de la vertical en dirección norte y este— y a partir de esas componentes determinan las componentes del viento horizontal y vertical. Los sistemas más sencillos solo pueden medir la velocidad radial en dos direcciones fuera de la vertical y, suponiendo que la velocidad del aire vertical sea insignificante, determinar la velocidad del viento horizontal. Las técnicas de medición con perfiladores del viento de cuatro haces son más prácticas que las de perfiladores de tres haces, ya que las mediciones no se verán afectadas de forma significativa por el viento vertical (Adachi y otros, 2005).

Para más detalles, véanse Gossard y Strauch (1983), Hogg y otros (1983), Weber y otros (1990), Weber y Wuertz (1990) y OMM (1994).

En razón de la naturaleza del mecanismo de dispersión, los radares perfiladores del viento han de funcionar entre 40 y 1 300 MHz. En frecuencias superiores a 1 300 MHz el rendimiento disminuye considerablemente. La cobertura en altitud y la resolución requeridas influyen en la elección de la frecuencia de operación. En la práctica, se fabrican sistemas para tres bandas de frecuencias (en torno a 50 MHz, 400 MHz y 1 000 MHz), y los sistemas funcionan en modo bajo (pulso más corto: menor altitud) y en modo alto (pulso más largo: mayor altitud) con cambios en el alcance vertical de la resolución. Las características típicas se resumen en el cuadro a continuación.

<i>Parámetro perfilador</i>	<i>Estratosfera</i>	<i>Troposfera</i>	<i>Troposfera inferior</i>	<i>Capa límite</i>
Frecuencia (MHz)	50	400	400	1 000
Potencia de pico (kW)	500	40	2	1
Intervalo de alturas de medición (km)	3-30	1-16	0,6-5	0,3-2
Resolución vertical (m)	150	150	150	50-100
Tipo de antena	Red Yagi	Red Yagi o Coco	Red Yagi o Coco	Disco o red en fase
Tamaño de antena típica (m)	100×100	10×10	6×6	3×3
Efecto de lluvia o nieve	Pequeño	Pequeño con lluvia débil	Pequeño con lluvia débil	Grande

Los perfiladores pueden funcionar sin asistencia alguna y hacer mediciones continuas del viento casi directamente sobre el lugar. Estas características constituyen las principales ventajas de los perfiladores con respecto a sistemas de medición del viento que se basan en globos de seguimiento.

Todo perfilador del viento tiene distancias mínimas y máximas por debajo y por encima de las cuales no puede realizar mediciones. La distancia mínima depende de la longitud del pulso transmitido, del tiempo de recuperación del receptor de radar y también de la potencia de las señales de retorno a tierra recibidas de objetos cercanos. Por tanto, hay que elegir cuidadosamente el lugar en que se sitúan los perfiladores para minimizar las señales de retorno

terrestres. Pueden elegirse valles u hondonadas, de manera que el terreno sea únicamente visible a muy corta distancia. Estas consideraciones son sumamente importantes para los perfiladores estratosféricos. La magnitud de los efectos de ecos parásitos en el suelo sobre los radares de frecuencias más altas puede reducirse mediante una protección apropiada.

La señal recibida por perfiladores generalmente disminuye al aumentar la altura. Esto acaba limitando la altura a la que puede efectuar mediciones un perfilador. La distancia máxima depende de las características del radar, y crece con el producto de la potencia media del transmisor y la abertura de la antena, pero está sometida a un límite absoluto determinado por la frecuencia de radar utilizada. Estos factores sugieren que los grandes perfiladores estratosféricos de alta potencia son los que pueden efectuar mediciones a la mayor altura. Sin embargo, según el perfilador, la altura máxima varía considerablemente en función de las condiciones meteorológicas, y a veces puede haber lagunas de cobertura en alturas más bajas.

Como es importante hacer mediciones a la mayor altura posible, los perfiladores reúnen datos durante varios minutos, con el fin de integrar las señales débiles obtenidas. Normalmente, un perfilador puede tardar de 6 a 12 minutos en realizar las 3 series de observaciones requeridas para medir la velocidad del viento. En muchos sistemas se combina una serie de esas observaciones para dar una medición cada hora.

Como los perfiladores son sensibles a las señales de retorno muy débiles debido a la heterogeneidad de la atmósfera, también pueden detectar señales procedentes de aeronaves, pájaros e insectos. En general, esas señales "confunden" a los perfiladores y pueden dar como resultado vientos erróneos. En tales casos, se compararán o combinarán varias mediciones independientes, para dar una indicación de la coherencia de las mediciones o rechazar las mediciones espurias.

En las bandas de 1 000 y 400 MHz es probable que la precipitación ofrezca un objetivo mayor que las heterogeneidades del índice de refracción. En consecuencia, la velocidad vertical medida se pondera con la reflectividad, y no es útil desde el punto de vista operativo.

Los grandes perfiladores estratosféricos son costosos, requieren redes de antenas grandes, normalmente de 100 m por 100 m, y transmisores de potencia relativamente alta. En razón de su gran tamaño, tal vez sea difícil hallar lugares apropiados para emplazarlos, y su resolución en altura así como las alturas mínimas no son suficientemente buenas para ciertas aplicaciones. Presentan la ventaja de que pueden hacer rutinariamente mediciones del viento por encima de una altura de 20 km, y de que las mediciones solo resultan afectadas por las intensidades de lluvia más fuertes.

Los perfiladores troposféricos que operan en la banda de frecuencias comprendida entre 400 y 500 MHz probablemente sean los más apropiados para mediciones sinópticas y mesoescalares. Su tamaño es más bien reducido y no resultan muy afectados por la lluvia.

Los perfiladores de la capa límite son menos costosos y utilizan antenas pequeñas. La velocidad vertical no puede medirse con precipitación, pero las gotas de lluvia aumentan la sección equivalente de radar e incrementan realmente la distancia vertical útil para la medición del viento horizontal.

Los perfiladores son dispositivos activos, y la obtención de las licencias de frecuencias necesarias representa un serio problema en muchos países. Sin embargo, se está procurando lograr las asignaciones nacionales e internacionales de frecuencias para perfiladores.

5.2.3 **Sistemas de sondeo radioacústico**

Para medir el perfil de temperatura virtual en la troposfera inferior se utiliza un sistema de sondeo radioacústico (RASS). La técnica consiste en seguir un pulso acústico breve de gran intensidad que se transmite verticalmente a la atmósfera mediante un radar Doppler de microondas adyacente. La técnica de medición se basa en que las ondas acústicas son ondas longitudinales que crean variaciones de densidad del aire ambiente. Esas variaciones dan lugar

a variaciones correspondientes en el índice de refracción local de la atmósfera, lo que origina a su vez una retrodispersión de la energía electromagnética emitida por el radar Doppler de microondas al propagarse a lo largo del pulso acústico. El radar de microondas mide la velocidad de propagación de esas perturbaciones del índice de refracción al elevarse a la velocidad local del sonido. La longitud de onda acústica corresponde a media longitud de onda de la microonda (condición de Bragg), por lo que la energía retrodispersada desde varias ondas acústicas se agrega en el receptor en forma coherente, con lo que aumenta mucho la potencia de la señal de retorno. Midiendo la velocidad de propagación del pulso acústico puede calcularse la temperatura virtual, pues esta es proporcional al cuadrado de la velocidad de propagación del pulso menos la velocidad del aire vertical.

Existe gran cantidad de literatura sobre esta técnica, como May y otros (1990), Lataitis (1992a y 1992b) y Angevine y otros (1994).

Se han desarrollado diversas técnicas experimentales para barrer efectivamente la frecuencia acústica y obtener luego un perfil de temperatura virtual. Se han creado diversos RASS agregando una fuente acústica y un proceso apropiado a los radares perfiladores existentes del tipo mencionado. Para las frecuencias de radar de 50, 400 y 1 000 MHz se necesitan frecuencias acústicas de unos 110, 900 y 2 000 Hz. A 2 000 Hz la atenuación acústica limita generalmente la cobertura de altura a entre 1 y 2 km. A 900 Hz, los sistemas prácticos pueden alcanzar de 2 a 4 km. A 110 Hz, utilizando grandes perfiladores de 50 MHz, pueden lograrse en condiciones favorables alturas máximas de 4 a 8 km.

Las comparaciones efectuadas con radiosondas muestran que, en buenas condiciones, pueden medirse temperaturas virtuales con una incertidumbre del orden de 0,3 °C, con resoluciones de altura de 100 a 300 m. Sin embargo, las mediciones pueden resultar comprometidas en caso de vientos y precipitaciones fuertes.

La técnica RASS es un método prometedor para obtener perfiles de temperatura virtual, pero se requieren más investigaciones para poder utilizarlos con confianza en un intervalo de alturas y con una resolución e incertidumbre que respondan a las necesidades de los usuarios.

5.2.4 Radiómetros de microondas

La radiación térmica procedente de la atmósfera en frecuencias de microondas tiene su origen fundamentalmente en el oxígeno molecular, el vapor del agua y el agua líquida, y depende de la temperatura y de la distribución espacial. En el caso de un gas como el oxígeno, cuya densidad en función de la altura es bien conocida, dada la presión en superficie, la radiación contiene esencialmente información sobre la temperatura de la atmósfera. Los perfiles de temperatura vertical de la atmósfera baja pueden obtenerse al medir con radiómetros de microondas pasivos de superficie la emisión térmica en microondas del oxígeno en una banda espectral próxima a los 60 GHz. Las mediciones espectrales en el extremo superior de 22 a 30 GHz de la banda de absorción del vapor de agua ensanchada por la presión, proporcionan información sobre la cantidad integrada de vapor de agua y de agua líquida, así como sobre la distribución vertical de vapor de agua. Además, las mediciones espectrales en ambas bandas, combinadas con las mediciones en el infrarrojo de la temperatura de la base de las nubes, proporcionan información sobre la cantidad integrada y la distribución vertical de agua líquida. Para más información, véanse Hogg y otros (1983), Westwater y otros (1990), Solheim y otros (1998), Ware y otros (2003) y Westwater y otros (2005).

Los radiómetros individuales para el sondeo radiométrico de temperatura en sentido descendente operan a diferentes frecuencias y son extremadamente sensibles a la temperatura en determinados intervalos de presión atmosférica. La sensibilidad en función de la presión sigue una curva en forma de campana (función de ponderación). Las frecuencias de los radiómetros se eligen de manera que los picos en las funciones de ponderación se extiendan en forma óptima sobre las alturas de interés. Los perfiles de la temperatura sobre la capa límite se calculan mediante técnicas de inversión numérica utilizando las radiaciones medidas y las funciones

de ponderación. La anchura de las curvas de la función de ponderación, y la radiación de la superficie terrestre, impiden obtener perfiles de temperatura exactos cerca de la superficie y en la capa límite cuando se utilizan sondeos radiométricos desde satélites.

Los principios de sondeo radiométrico de temperatura y humedad en sentido ascendente desde la superficie terrestre están bien establecidos. Las funciones de ponderación de la temperatura de los radiómetros perfiladores ascendentes tienen picos estrechos cerca de la superficie que disminuyen con la altura. Además, la sensibilidad a las emisiones de oxígeno y vapor de agua no se ve degradada por la radiación de la superficie terrestre. Ello permite recuperar, con una resolución relativamente alta, perfiles exactos de temperatura y humedad de la capa límite y de la troposfera inferior. Las técnicas de inversión de los radiómetros ascendentes se basan en la climatología de la temperatura y de la humedad para el lugar de que se trate, que normalmente se obtiene mediante sondeos con radiosonda. La configuración de barrido de los perfiladores de temperatura en microondas ofrece la resolución más alta en los primeros cientos de metros. En alturas superiores a 1 km, un sistema multicanal con ángulo fijo proporciona una respuesta mejor, pero con una resolución mucho más baja (Cadeddu y otros, 2002).

Los radiómetros de superficie y los de sondeo desde el espacio son sumamente complementarios. La medición desde el espacio proporciona una resolución temporal y espacial relativamente baja de la troposfera superior, y las mediciones de superficie facilitan una resolución temporal y espacial alta de la capa límite y de la troposfera inferior. Los perfiles recuperados de los radiómetros de superficie pueden integrarse en los modelos de predicción numérica del tiempo para mejorar los pronósticos a corto plazo (de 1 a 12 horas), aportando datos de altitud durante el intervalo que transcurre entre los sondeos de las radiosondas. Por otro lado, los datos brutos sobre la temperatura de luminancia obtenidos por los radiómetros terrestres pueden integrarse directamente en los modelos de predicción numérica del tiempo. Esta aproximación aporta mejores resultados pues evita los errores inherentes al proceso de recuperación de perfiles. Hace años se comprobó que un método similar, consistente en integrar directamente en los modelos meteorológicos los datos brutos de las radiancias que han sido obtenidos por los radiómetros satelitales, ofrece mejores resultados, por lo que actualmente este procedimiento se utiliza con frecuencia.

Las principales ventajas de los radiómetros de superficie radican en que pueden producir mediciones continuas en el tiempo y también medir el agua líquida en las nubes. Se pueden utilizar las mediciones continuas en altitud de la temperatura, la humedad y el agua líquida en las nubes para mejorar la predicción inmediata y la predicción de precipitaciones a corto plazo. Estas mediciones continuas se pueden utilizar también para detectar el desarrollo o el momento de llegada de cambios bien definidos de la temperatura (para los estudios de emisiones de gas, contaminación del aire, islas urbanas de calor, predicciones y alertas de condiciones meteorológicas peligrosas) (Kadygrov y otros, 2003).

Durante operaciones a largo plazo llevadas a cabo en el Ártico y en latitudes medias y tropicales, se ha constatado sobradamente la fiabilidad y exactitud de los radiómetros perfiladores (Güldner y Spänkuch, 2001; Liljegren y otros, 2005). Los resultados operativos durante 13 meses del radiómetro denominado Radiometrics MP3000 (Gaffard y Hewison, 2003) muestran que el valor cuadrático medio de la diferencia entre la temperatura observada por la radiosonda y la recuperada por el radiómetro de microondas varía entre 0,5 K (cerca de la superficie) y 1,8 K (a una altura de 5 km). Asimismo, Güldner y Spänkuch (2001) trabajaron con el instrumento Radiometrics TP/WVP-3000 durante 18 meses y compararon diariamente los datos recuperados con los sondeos de cuatro radiosondas, observando un valor cuadrático medio similar que abarcaba un intervalo de 0,6 K (cerca de la superficie) a 1,6 K (a una altura de 7 km en verano y de 4 km en invierno). El valor cuadrático medio del perfil de vapor de agua no supera 1 g m^{-3} en cualquier altitud (Gaffard y Hewison, 2003; Güldner y Spänkuch, 2001).

Se ha demostrado que los radiómetros perfiladores terrestres presentan importantes ventajas económicas y prácticas cuando hay que realizar mediciones de la temperatura, de la humedad y del agua líquida en las nubes de la troposfera inferior con una alta resolución temporal, y cuando sea admisible una resolución vertical moderada. Los precios de los radiómetros perfiladores que

se hallan en el comercio han bajado considerablemente durante los últimos años por lo que, actualmente, son más económicos que el costo anual normal del trabajo y de los materiales para llevar a cabo sondeos por radiosonda dos veces al día.

5.2.5 **Radars láser (lidares)**

La energía electromagnética a longitudes de onda ópticas y casi ópticas (desde el ultravioleta hasta el infrarrojo pasando por el visible) que generan los láseres es dispersada por las moléculas gaseosas y por las partículas que se encuentran en suspensión en la atmósfera. Esta dispersión es suficiente para permitir la aplicación del principio del radar en las observaciones de la atmósfera realizadas mediante lidar (del inglés Light Detection And Ranging, detección y localización por ondas luminosas). La dispersión óptica puede dividirse generalmente en dispersión inelástica y elástica. Cuando la longitud de onda de la energía láser, dispersada por los componentes atmosféricos, difiere en longitud de onda de la del láser incidente, el proceso se denomina dispersión inelástica. El proceso de dispersión inelástica más utilizado en sistemas de lidares atmosféricos experimentales es la dispersión de Raman, resultante de un intercambio de energía entre fotones incidentes y los estados rotacionales y vibratorios moleculares de las moléculas de dispersión. En los procesos de dispersión elástica, las longitudes de onda incidente y dispersada son las mismas. Esta dispersión puede ser de Rayleigh o de Mie, y depende de las especies y del tamaño de las partículas con respecto a la longitud de onda del láser incidente (véase el capítulo 7 de la parte II). Estos dos importantes procesos de dispersión pueden darse simultáneamente en la atmósfera.

Para más referencias, véanse Hinkley (1976), OMM (1982), Thomas (1991) y Syed y Browell (1994).

La mayoría de los lidares funcionan en modo monoestático, con el receptor colocado junto al transmisor láser. Un sistema lidar común utiliza un láser pulsado para transmitir pulsos de luz coherente a la atmósfera. La potencia media del láser utilizado varía entre unos pocos milivatios y decenas de vatios. Para captar la energía retrodispersada se emplea un telescopio óptico instalado junto al láser. La luz recogida por el telescopio se enfoca sobre un fotomultiplicador o un diodo fotoconductor. La información recibida se presenta normalmente en una pantalla para la verificación en tiempo real, y se pasa a una computadora a fin de proceder a un análisis más detallado.

La potencia de la señal de retorno depende de la cantidad de dispersión desde el objetivo y de la atenuación bidireccional entre el lidar y el objetivo, atenuación que depende a su vez de la proporción de energía dispersada por el haz desde su trayecto y de la absorción por los gases atmosféricos. Los procesos de dispersión y absorción se explotan en diferentes lidares para proporcionar diversas mediciones.

Los lidares basados en la dispersión elástica (denominados lidares de Rayleigh o de Mie, o simplemente lidares) se utilizan sobre todo para estudios de nubes y de la materia de las partículas. La medición de la altura de la base de las nubes por un lidar es muy sencilla; el rápido aumento de la señal que marca el retorno retrodispersado desde la base de la nube puede distinguirse fácilmente y, midiendo el tiempo que tarda un pulso de láser en llegar desde el transmisor hasta la base de la nube y volver al receptor, puede determinarse la altura de la base de la nube (véase el capítulo 15 de la parte I).

Los lidares se utilizan asimismo para detectar las partículas en suspensión presentes en un aire relativamente claro y para representar ciertas características estructurales, entre ellas la estabilidad térmica y la altura de las inversiones. Los niveles naturales de las partículas en la atmósfera son suficientemente altos en la atmósfera baja para que los lidares puedan medir continuamente las velocidades del aire cuando no hay precipitación, como lo hacen los radares meteorológicos. También pueden emplearse para representar y medir la concentración de partículas artificiales, como las procedentes de chimeneas industriales.

Las observaciones con lidar han aportado una significativa contribución, con los datos mejor documentados, al estudio de la concentración de partículas de aerosoles en la estratosfera, que se ve muy afectada por las grandes erupciones volcánicas y es un factor importante en el balance de radiación global.

Es mucho más difícil obtener datos cuantitativos sobre las nubes, debido a las variaciones en la forma y la distribución de las gotas de lluvia, el contenido de agua, la discriminación entre agua, hielo y fases mixtas, y las propiedades de partículas en suspensión y de los aerosoles. En efecto, para esas mediciones se necesitan sistemas de investigación complejos de varios parámetros que efectúen diversas mediciones simultáneamente, utilizando hipótesis sobre las propiedades ópticas del medio y complejos métodos matemáticos de reducción de datos.

El funcionamiento del lidar de absorción diferencial (DIAL, del inglés Differential Absorption Lidar), se basa en el principio de que el coeficiente de absorción de los gases atmosféricos varía mucho con la longitud de onda. En un sistema DIAL normalmente se utiliza un láser que puede sintonizarse entre dos frecuencias muy poco espaciadas, una de las cuales resulta fuertemente absorbida por determinado gas y la otra no. Las diferencias en las mediciones en función de la distancia pueden utilizarse para estimar la concentración del gas sometido a estudio. Se trata de una técnica de teledetección sumamente prometedora para medir la composición atmosférica, y se ha utilizado con éxito para medir concentraciones de agua, dióxido de azufre, dióxido de nitrógeno y, en particular, de ozono.

La aplicación de la dispersión de Raman reviste particular interés porque la radiación dispersada es desplazada en frecuencia en una cantidad que depende de las especies moleculares (líneas de Stokes). La potencia de la señal retrodispersada guarda relación con la concentración de las especies. Los lidars de Raman no necesitan una longitud de onda o un láser sintonizado particular; las longitudes de onda del láser pueden elegirse en una región espectral exenta de absorción atmosférica. Midiendo el espectro de Raman pueden hacerse mediciones, espacialmente resueltas, de componentes atmosféricos seleccionados previamente, que ya se han utilizado para obtener perfiles troposféricos del vapor de agua, nitrógeno y oxígeno moleculares, así como de pequeños componentes atmosféricos. Los principales inconvenientes son la falta de sensibilidad en largas distancias, debido a las pequeñas secciones eficaces de dispersión y a la necesidad de láseres de gran potencia, que pueden ocasionar problemas para la vista en aplicaciones prácticas.

Los sistemas de lidars han proporcionado una gran cantidad de información útil para los estudios de investigación, pero como instrumentos de explotación han tenido efectos limitados. Esto se debe a que son relativamente costosos y requieren personal muy especializado para su desarrollo, establecimiento y funcionamiento. Además, algunos lidars solo pueden utilizarse en condiciones limitadas, como oscuridad o ausencia de precipitación.

5.2.6 Sistema mundial de navegación por satélite

El Sistema mundial de navegación por satélite (GNSS) tiene como finalidad principal el posicionamiento, pero, dado que el retardo atmosférico influye en la precisión de las estimaciones de la posición, el contenido meteorológico puede inferirse del error estimado. El retardo experimentado por una señal emitida por un satélite y medida por un receptor en la Tierra está relacionado con la refractividad en la trayectoria de la señal y, por tanto, también con la temperatura y la humedad en dicha trayectoria.

La información meteorológica inferida de las mediciones terrestres del GNSS requiere una red de receptores del GNSS en superficie, una conexión de datos y una instalación de procesamiento. En general, la red de receptores del GNSS se instala para realizar levantamientos topográficos, por lo que se ha puesto en marcha una colaboración estrecha con institutos nacionales de varios países dedicados a tales estudios topográficos, basada generalmente en el uso compartido de las instalaciones o el intercambio de información, o ambos.

En OMM (2006b) se encontrará más información sobre las técnicas de procesamiento.

5.2.6.1 Descripción del Sistema mundial de navegación por satélite

El GNSS consta de tres segmentos: espacial, de control y de usuario. El segmento espacial está compuesto por varios satélites en órbita. En la actualidad hay cuatro sistemas desplegados o en fase de despliegue: GPS (Estados Unidos), GLONASS (Federación de Rusia), Galileo (Unión Europea) y Compass (China). Los satélites del GNSS transmiten señales con claves horarias en ondas portadoras de diversas frecuencias, distintas para cada sistema de satélites.

El principio del GNSS es idéntico para los cuatro sistemas. Los satélites tienen relojes atómicos a bordo que controlan todos los componentes de la señal. El segmento de control monitoriza los satélites para ajustar la órbita y facilita las efemérides radiodifundidas, que se transmiten al segmento de usuario por medio del mensaje de navegación de la señal del GNSS. El segmento de usuario está compuesto por una antena y un receptor del GNSS (en superficie o en el espacio). El receptor compara las claves horarias de la señal de los satélites del GNSS con su propio reloj interno, a raíz de lo cual calcula las pseudodistancias (P) con cada satélite de su campo de visión. Cuando observa un mínimo de cuatro pseudodistancias, el receptor puede calcular su posición y su error cronométrico. La técnica patrón de posicionamiento mediante señales con claves horarias tiene una exactitud aproximada de 3 a 5 m.

Los observables principales del GNSS son la pseudodistancia (P) y la fase de la onda portadora (L). Por ejemplo, las señales de GPS se difunden a dos frecuencias distintas: L1 (1 575,42 MHz) y L2 (1 227,60 MHz). Ambas frecuencias transmiten los observables P y L . Así, un receptor de doble frecuencia dispone de cuatro observables por época. Las ecuaciones 5.1 y 5.2 presentan tanto P como L expresadas como la suma de todas las fuentes de error que constituyen la medición del GNSS, es decir:

$$P = \rho + c(dt_{\text{rec}} - dt_{\text{sat}}) + \delta_{\text{rel}} + L_{\text{atm}} + I + K + M + \delta_{\text{marea}} + \varepsilon_P \quad (5.1)$$

$$L = \rho + c(dt_{\text{rec}} - dt_{\text{sat}}) + \delta_{\text{rel}} + L_{\text{atm}} - I + N\omega_L + K + M + \delta_{\text{marea}} + \varepsilon_L \quad (5.2)$$

donde c es la velocidad de la luz, ρ es la distancia geométrica entre el centro de la fase del satélite y el centro de la fase del receptor, dt_{sat} es la diferencia de reloj del satélite, dt_{rec} es la diferencia de reloj del receptor, L_{atm} es el retardo troposférico, o retardo oblicuo total, debido a la índole refractaria de la atmósfera, I es el retardo ionosférico en la trayectoria del rayo, δ_{rel} es el error relativista, K es el error instrumental del receptor, M es el efecto multicamino, δ_{marea} es el error de posición del receptor debido a la marea polar, la marea de tierra sólida y la carga oceánica, N es el término de ambigüedad (pertinente tan solo para las mediciones de fase de la portadora, ecuación 5.2), ω_L es la contribución de una longitud de onda debida a la polarización circular de la señal y ε es el error de ruido no modelado.

Los observables tienen distintos niveles de incertidumbre y características diferentes. En particular, las mediciones de fase tienen un nivel de ruido de unos pocos milímetros y son muy exactas en comparación con la pseudodistancia, cuya incertidumbre es de unos pocos metros. La fase de la portadora es el observable principal y más importante para la estimación de parámetros con baja incertidumbre, pero los observables de pseudodistancia son más adecuados para la observación y la eliminación de errores específicos relacionados con el receptor (multicamino, etc.). La combinación lineal de un mismo tipo de observable (P o L) medido en las dos frecuencias distintas se utiliza para eliminar el primer orden del efecto ionosférico. Otras técnicas, como la doble diferenciación, permiten eliminar el error de reloj del satélite y del receptor. Sin embargo, para ello es necesario un procesamiento atento de los datos del GNSS.

5.2.6.2 Señal troposférica del Sistema mundial de navegación por satélite

El exceso en la trayectoria atmosférica está ocasionado por la refracción y la curvatura de la señal debido a los gradientes del índice de refractividad n . Según el principio de Fermat, este camino más largo es:

$$L_{\text{atm}} = \int_s n ds - D + \Delta S \approx \int_s (n-1) ds \quad (5.3)$$

donde $D (= \int ds)$ es la distancia geométrica y ΔS el exceso de longitud del camino debido a la curvatura; este último puede despreciarse para elevaciones mayores que 10 grados. La refractividad N se define como $N = 106 (n - 1)$ y, según Smith y Weintraub (1953) y Thompson y otros (1986):

$$\begin{aligned} N &= k_1 \rho R_d + (k_2 R_v - k_1 R_d + R_v / T k_3) \rho_w \\ &= N_h + N_w \end{aligned} \quad (5.4)$$

para la atmósfera neutra. En este caso, ρ es la densidad del aire (en kilogramos por metro cúbico), ρ_w es la densidad del vapor de agua (en kilogramos por metro cúbico), T es la temperatura (en kelvines) y $R_d = 287,05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ y $R_v = 461,51 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ son las constantes del gas para aire seco y vapor de agua. Las constantes empíricas son $k_1 = 77,6 \text{ K hPa}^{-1}$, $k_2 = 70,4 \text{ K hPa}^{-1}$ y $k_3 = 373 \text{ 900 K}^2 \text{ hPa}^{-1}$ (Thayer, 1974). El primer término de la ecuación 5.4 es la refractividad hidrostática, N_h , y el segundo término se denomina refractividad húmeda, N_w .

En una solución denominada de red sobre los datos del GNSS, el retardo troposférico se representa gráficamente respecto al cenit para todos los ángulos de elevación y azimutales, lo que reduce el número de incógnitas y permite estimar con exactitud la posición del receptor. El retardo oblicuo total en la dirección del cenit representado se denomina retardo total cenital (ZTD). Al estimar la posición precisa, puede recuperarse una estimación de la parte atmosférica de la señal. El ZTD puede considerarse como la suma del retardo hidrostático cenital (ZHD) y el retardo húmedo cenital (ZWD) (o, mejor aún, el retardo no hidrostático cenital). Las integrales en la dirección del cenit de la refractividad hidrostática y húmeda (expresadas en metros) son:

$$\text{ZHD} = 10^{-6} \int_z N_h dz \quad (5.5)$$

$$\text{ZWD} = 10^{-6} \int_z N_w dz \quad (5.6)$$

5.2.6.3 Vapor de agua integrado

El valor del retardo hidrostático cenital está relacionado con la parte seca de la atmósfera y, debido a su índole estacionaria, puede estimarse con gran exactitud utilizando las mediciones de presión superficial (p_s) y ubicación del receptor (altura h y latitud φ) utilizando, por ejemplo, la aproximación de Saastamoinen (1972), es decir:

$$\text{ZHD}_{\text{saas}}(p_s, h, \varphi) = 2,2768 \cdot 10^{-5} p_s \left(1 - 2,66 \cdot 10^{-3} \cos(2\varphi) - 2,8 \cdot 10^{-7} h\right)^{-1} \quad (5.7)$$

El ZHD representa aproximadamente el 90% del retardo de la trayectoria troposférica. Por otra parte, los modelos del ZWD no pueden hacerse con la calidad suficiente mediante la adquisición de datos de superficie debido a la distribución irregular del vapor de agua en la atmósfera. El ZWD se puede reformular como sigue (según Davis y otros, 1985):

$$\text{ZWD} = 10^{-6} \left[k_2 R_v - k_1 R_d + k_3 R_v \left(\int_z \rho_w T^{-1} dz \right) \left(\int_z \rho_w dz \right)^{-1} \right] \int_z \rho_w dz \quad (5.8)$$

y definiendo la temperatura media ponderada como:

$$T_m = \left(\int_z \rho_w dz \right) \left(\int_z \rho_w T^{-1} dz \right)^{-1} \quad (5.9)$$

entonces:

$$\text{ZWD} = k'(T_m) \int_z \rho_w dz = k'(T_m) \text{IWV} \quad (5.10)$$

donde IWV es la columna de vapor de agua integrada verticalmente sobre el receptor del GPS. Sobre la base, por ejemplo, de las observaciones de radiosonda, la temperatura media ponderada puede estimarse por la temperatura en superficie (T_s), es decir, $k'(T_m) \approx k(T_s)$ (Bevis y otros, 1994). Así, el valor de IWV puede estimarse utilizando el ZTD estimado, la presión en superficie (p_s), la altura de la antena (h) y la latitud (φ) del receptor:

$$\text{IWV} = k(T_s)^{-1} (\text{ZTD} - \text{ZHD}_{\text{saas}}(p_s, h, \varphi)) \quad (5.11)$$

El valor de $k(T)$ es de aproximadamente $6,5 \text{ kg m}^{-3}$.

5.2.6.4 ***Incertidumbres de medición***

Puesto que el valor de ZTD es estimado, su exactitud depende del método utilizado, de la exactitud de la información previa utilizada, de la estabilidad de la posición del receptor y de otras muchas variables. Por ejemplo, la exactitud de la posición de las órbitas satelitales será mayor, en general, tras un período aproximado de 14 días, cuando se disponga de las denominadas órbitas finales. Por consiguiente, es preciso distinguir entre las estimaciones del ZTD en tiempo casi real y las posprocesadas. Obviamente, la exactitud del valor de IWV está estrechamente relacionada con la exactitud de la estimación del ZTD.

La incertidumbre de medición de las estimaciones en tiempo casi real es de en torno a 10 mm. Para las estimaciones posprocesadas, ese valor es de entre 5 y 7 mm, aproximadamente. La incertidumbre de medición de IWV depende de la cantidad total de vapor de agua y es del orden del 5% al 10% (Elgered y otros, 2004). Los valores medios son claramente estacionales: en latitudes medias se observan valores muy bajos en invierno (por debajo de 5 kg m^{-2}) y valores de 40 kg m^{-2} en verano. En los trópicos no es raro registrar valores por encima de 50 kg m^{-2} .

5.3 **MEDICIONES IN SITU**

5.3.1 **Seguimiento con globos**

El seguimiento con globos se utiliza frecuentemente para obtener datos sobre viento en la capa límite y se realiza normalmente mediante teodolitos ópticos o por medio de un radar de seguimiento. Para una descripción más general de los resultados de la medición del viento véase el capítulo 13 de la parte I.

Al realizar sondeos en la troposfera inferior conviene utilizar una velocidad lenta de ascensión del globo para obtener una elevada resolución vertical. La lenta velocidad de ascensión puede lograrse mediante un paracaídas de frenado o por medio de una fuerza de ascensión libre reducida.

Para llevar a cabo el seguimiento por radar se suspende bajo el globo un pequeño reflector de radar. Para sondeos en la troposfera inferior, el radar debería proporcionar datos a distancias de tan solo 100 m, y lo ideal sería que el punto de lanzamiento se encontrase más allá de esta distancia mínima en dirección del viento.

Utilizando un solo teodolito óptico puede hacerse una medición básica del viento, pero para obtener mediciones con una exactitud razonable se requiere un sistema de dos teodolitos. La línea de referencia entre los teodolitos debería superar el kilómetro. Para facilitar el procedimiento de sondeo y garantizar la exactitud de altura, los teodolitos deberían estar provistos de interfaces informáticas para poder registrar los datos y realizar los cálculos necesarios en forma oportuna. Con buenas condiciones pueden obtenerse perfiles del viento hasta una altitud de 3 000 m. Sin embargo, la técnica falla cuando hay condiciones adversas como precipitación, nubes bajas o niebla.

Por supuesto, es posible obtener otros datos del viento en la atmósfera baja utilizando radiosondas convencionales y efectuando mediciones de seguimiento más frecuentes en los primeros minutos de un sondeo completo normal; por ejemplo, entre 2 y 10 por minuto.

5.3.2 **Radiosondas en la capa límite**

En el capítulo 12 de la parte I se describen en detalle los sistemas de radiosondas convencionales. Se han diseñado radiosondas especiales para hacer observaciones detalladas de la capa límite y de la troposfera inferior. Difieren de las radiosondas convencionales en que los sensores son mucho más sensibles y las velocidades de respuesta más rápidas. Tales radiosondas se emplean para medir los perfiles de temperatura, humedad y viento en la capa que va desde la superficie hasta elevaciones, en general, de 3 a 5 km.

Normalmente se procura que la velocidad de ascenso vertical de esas radiosondas sea de entre 150 y 200 m min⁻¹, que es bastante más lenta que la de las radiosondas convencionales. Esa velocidad más lenta de ascenso permite producir perfiles verticales más detallados. La velocidad de ascenso se determina habitualmente eligiendo un globo de tamaño apropiado, pero puede modificarse utilizando un paracaídas de frenado de arrastre.

Como esos instrumentos solo se necesitan para alcanzar una altura limitada, normalmente pueden ser transportados por un globo piloto. Por lo demás, los procedimientos de sondeo y el procesamiento de datos son similares a los empleados en las radiosondas normales.

Para observaciones a una altitud de 2 000 m como máximo, a veces se prescinde del sensor de presión, con lo que la radiosonda es más sencilla y menos costosa. Hay incluso sistemas aún más simples que solo miden la temperatura.

Los requisitos básicos de las radiosondas en la capa límite son los siguientes:

<i>Variable</i>	<i>Intervalo de funcionamiento</i>	<i>Resolución</i>
Presión	1 050 a 500 hPa	±0,5 hPa
Temperatura	+40 °C a -40 °C	±0,1 K
Humedad	100% a 20 (o 10)%	±2%
Velocidad del viento	0,5 a 60 m s ⁻¹	±0,5 m s ⁻¹
Dirección del viento	0° a 360°	±5°

Las mediciones se realizan normalmente al menos cada 30 segundos, para obtener una resolución vertical de 50 a 100 m.

5.3.3 Torres y mástiles con instrumentos

Para numerosos fines, y especialmente para estimar la dispersión de la contaminación atmosférica, se utilizan torres y mástiles dotados de instrumentos especiales. Este tema se aborda en Panofsky (1973).

En algunos casos, la torre puede tener hasta 100 m de altura, y para proyectos de seguimiento y control de la contaminación atmosférica debería superar la altura de las fuentes de contaminación más importantes en 50 m, por lo menos.

Las mediciones de la temperatura, la humedad y el viento deberían efectuarse a varios niveles (al menos dos o tres), debiendo corresponder el más bajo al de la garita meteorológica corriente, próxima a la torre o al mástil. El número de niveles de medición depende de la finalidad de tales mediciones y de la altura de la torre o del mástil. El empleo de tan solo dos niveles no da ninguna información sobre la configuración del perfil vertical de las variables meteorológicas, por lo que resulta muy limitante. El número de niveles de medición es generalmente mayor para proyectos de investigación que para fines de aplicación práctica.

Por lo general, los datos se procesan y se presentan de modo automático, junto con las diferencias entre niveles que permiten caracterizar las condiciones meteorológicas del lugar. Cuando van a ser utilizados directamente por personal sin cualificación meteorológica, como el que se ocupa de mantener las concentraciones de contaminantes atmosféricos dentro de los límites de seguridad, los datos suelen afinarse por medio de una computadora, para obtener datos derivados fácilmente aplicables a las tareas en curso.

Los sensores más comúnmente empleados en las mediciones efectuadas desde torres y mástiles son:

- a) Para medir la temperatura: termómetros de resistencia eléctrica, o de termopar, en garitas con aspiración o sin ella.
- b) Para medir la humedad: psicrómetros, sensores electroquímicos o electromecánicos, en garitas.
- c) Para medir el viento: anemómetros de cazoletas y de hélice, veletas, instrumentos sónicos o de filamento caliente.

Todos los sensores deberían tener características lineales, o linealizadas, y sus constantes de tiempo tendrían que ser lo suficientemente reducidas para asegurar que los datos recolectados reflejan debidamente las modificaciones locales de las variables meteorológicas.

Es importante que la estructura de la torre o del mástil no afecte a los sensores ni a sus mediciones de modo apreciable. En el caso de estructuras abiertas, los puntales —ya sean fijos o retráctiles— deberían tener por lo menos 2 m de largo, y de preferencia ser suficientemente largos para poder mantener los sensores en puntos alejados de la torre o del mástil a una distancia no inferior a 10 veces el diámetro de la torre. En el caso de estructuras sólidas, o cuando no sea posible disponer de puntales adecuados, deberá haber un sistema doble en cada nivel, con puntales situados en lados opuestos de la torre o del mástil, que sobresalgan en una proporción equivalente al menos a tres veces el diámetro de la estructura. Las mediciones se efectúan en un momento dado utilizando los sensores expuestos al viento no perturbado.

A veces, en situaciones especiales, se pueden emplear torres para recoger datos con el fin de establecer un perfil meteorológico sin el montaje directo de sensores fijos; en vez de ello, se emplea un método de sondeo simplificado. Se sujeta una polea en el punto más alto posible, y se utiliza un lazo de cuerda que llegue hasta el nivel del suelo y permita colocar la radiosonda a la altura requerida mediante un torno de motor o manual. La radiosonda, que se modifica con el fin de dotarla de sensores para medir el viento, transmite sus datos a un sistema receptor adecuado en tierra, lo que permite obtener información más detallada sobre el perfil vertical que la que proporciona una instalación de puntales, y determinar las altitudes de características significativas. No obstante, únicamente se puede realizar una observación continua a un solo nivel.

Para definir con exactitud la amplitud de la dispersión de contaminantes en determinadas condiciones meteorológicas, la altura de la torre puede resultar demasiado limitada. En esos casos, a no ser que en un radio de unos 50 km haya una estación de radiosondeo que proporcione la información necesaria, hay que disponer de un equipo especial en el mismo lugar en que está instalada la torre o el mástil para hacer sondeos locales hasta una altitud de unos 3 000 m. Además de cumplir su principal finalidad, los datos así obtenidos pueden tratarse como complementarios de los de la red aerológica básica, y emplearse además en estudios más detallados sobre los fenómenos meteorológicos locales.

El equipo de medición de las torres ha de ser controlado periódicamente por personal de mantenimiento muy especializado, que debería prestar especial atención al estado y al funcionamiento de los sensores, aparatos de registro y cables de conexión, enchufes y clavijas expuestos a la intemperie.

5.3.4 **Globos cautivos con instrumentos**

Entre las aplicaciones clásicas de los globos cautivos con instrumentos figuran las mediciones de los perfiles de temperatura, de humedad y de viento (y sus cambios a corto plazo) desde la superficie hasta una altitud de unos 1 500 m, y el estudio a más largo plazo de las condiciones meteorológicas a uno o varios niveles determinados. Los sensores se encuentran colgados de una o más barquillas bajo el globo, o fijados al cable de sujeción. La respuesta del sensor se transmite normalmente a tierra por radio o por conductores incorporados al citado cable. Las técnicas se analizan en Thompson (1980).

En los sistemas de globos cautivos suelen utilizarse globos grandes ($\sim 600 \text{ m}^3$) o pequeños (~ 10 a 100 m^3). Los pequeños se emplean normalmente para obtener perfiles, y los grandes para obtener mediciones a diversos niveles. Los globos cautivos deberían diseñarse de forma que ofrezcan poca resistencia de arrastre y avancen uniformemente. Por lo general, se inflan con helio. Los globos de mayor tamaño deberían poder transportar una carga máxima de 50 kg (además del cable de sujeción) hasta una altitud de 1 500 m. Se deberían poder utilizar con velocidades del viento de hasta 5 m s^{-1} en la superficie y de 15 m s^{-1} en altitudes comprendidas en los límites de su alcance operativo. El cable de sujeción de un globo grande tendría que ser capaz de resistir una fuerza de tracción de 2 000 a 3 000 kg (de 200 a 300 kg en el caso de los globos más pequeños).

La utilización de globos cautivos está sometida a las reglamentaciones nacionales sobre la seguridad del tránsito aéreo. Por ese motivo, y para facilitar el trabajo del personal que utiliza tales globos, se recomienda especialmente el uso de globos de colores muy visibles, dotados de luces nocturnas de balizamiento. Es obligatorio que dispongan de un dispositivo de desinflado automático y facultativo que lleven colgado debajo un objetivo de radar metalizado.

Los principales factores que limitan el funcionamiento de globos cautivos son una fuerte velocidad del viento en altitud, turbulencia cerca de la superficie y riesgo de descargas eléctricas.

El torno utilizado para controlar el globo puede ser electrónico o manual. Debería disponerse al menos de dos velocidades de arrollado del cable (por ejemplo, 1 y 2 m s^{-1}). Además, debería estar equipado de un freno de mano, un contador de longitud del cable y un medidor de tensión. El torno tendría que contar con una toma de tierra, tanto si es eléctrico como manual, a fin de protegerlo contra las descargas atmosféricas.

La utilización de conductores para enviar a tierra las señales de los sensores no es recomendable por diversas razones. En general, es preferible utilizar radiosondas especiales, que tendrán una mejor resolución que las empleadas normalmente para vuelos libres. Los sensores de temperatura y humedad deben disponer de una protección horizontal para preservarlos de los efectos de la radiación solar y de la lluvia, permitiendo sin embargo una ventilación adecuada. Además, se requieren sensores adicionales para medir la dirección y la velocidad del viento.

Los requisitos básicos son los siguientes:

<i>Variable</i>	<i>Intervalo de funcionamiento</i>	<i>Resolución</i>
Presión	1 050 a 850 hPa	$\pm 0,5 \text{ hPa}$
Temperatura	+40 °C a -20 °C	$\pm 0,1 \text{ K}$
Humedad	100% a 20 (o 10)%	$\pm 2\%$
Velocidad del viento	0,5 a 15 m s^{-1}	$\pm 0,5 \text{ m s}^{-1}$
Dirección del viento	0° a 360°	$\pm 1^\circ$

Para la telemetría puede emplearse una de las frecuencias de radiosonda estándar; a menudo se elige la asignación de 400 MHz. El peso máximo, baterías incluidas, debería estar dentro de la capacidad de carga del globo; la carga de 5 kg es un límite razonable. La radiosonda debería estar colgada por debajo del globo en condiciones de estabilidad a una distancia de al menos tres veces el diámetro del mismo, para mantener la protección y la ventilación adecuadas.

Un importante problema que se plantea en la medición de magnitudes turbulentas, en lugar de medias, es el efecto de vibración del cable y el movimiento del globo sobre las mediciones. Para realizar tales mediciones se han de utilizar técnicas especiales.

El equipo instalado en tierra debe incluir un receptor y un registrador. Los datos se procesan generalmente con ayuda de una computadora pequeña.

Los sondeos pueden efectuarse durante las fases de ascenso y descenso del globo, bien de manera continua o haciendo pausas en niveles seleccionados. En los niveles inferiores, la altura puede estimarse basándose en la longitud del cable desenrollado, pero a niveles más altos este método no da más que una aproximación, por lo que es necesario recurrir a otros, como la ecuación hidrostática, utilizando la distribución de la presión, la temperatura y la humedad observadas. En ese caso, el incremento en metros geopotenciales desde el nivel n hasta el nivel $n + 1$ viene dado por:

$$29,27 T_v \ln(p_n / p_{n+1}) \quad (5.12)$$

donde T_v es la media de las temperaturas virtuales en los niveles n y $n + 1$, y p_n y p_{n+1} son las dos presiones correspondientes. Si hubiera que convertir las alturas geopotenciales en alturas geométricas, puede hacerse fácilmente con las tablas meteorológicas smithsonianas, pero normalmente no es necesario. Como base para estos cálculos se toma la altura a la que se halla situado el barómetro de la estación.

Si se observan las variables meteorológicas utilizando el método nivel por nivel, habría que repetir algunas series de mediciones en cada nivel, por lo que se requieren entre 2 y 3 minutos para la estabilización. De este modo, la secuencia completa del sondeo podría llevar entre media hora y una hora. Como para todas las radiosondas, debería procederse a una comprobación de la línea de referencia en una garita de control, inmediatamente antes de empezar, a fin de establecer las diferencias con un barómetro y con un psicrómetro de aspiración. También habría que hacer una comprobación análoga inmediatamente después de terminar el sondeo. Lo mismo que en los ascensos de las radiosondas normales, los datos al nivel de la estación no tendrían que obtenerse de la radiosonda, sino de los instrumentos clásicos de una garita meteorológica normal.

En cuanto a los datos de los sondeos, deberían promediarse en cada nivel la presión, la temperatura y la humedad, y con respecto a la velocidad del viento habría que calcular la media para un período de 100 o 120 segundos. Si no se mide directamente la dirección del viento, se puede estimar en primera aproximación mediante la orientación del eje longitudinal del globo respecto del norte. La incertidumbre de este método es de $\pm 30^\circ$.

Cabría destacar que los operadores han de comunicar sus planes a las autoridades de tránsito aéreo y obtener la correspondiente autorización para cada sondeo o serie de sondeos con globos cautivos.

REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- Adachi, A., T. Kobayashi, K. S. Gage, D. A. Carter, L. M. Hartten, W. L. Clark y M. Fukuda, 2005: "Evaluation of three-beam and four-beam profiler wind measurement techniques using a five-beam wind profiler and collocated meteorological tower", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 22, págs. 1167 a 1180.
- Angevine, W. M., W. L. Ecklund, D. A. Carter, K. S. Gage y K. P. Moran, 1994: "Improved radio acoustic sounding techniques", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 11, núm. 1, págs. 42 a 49.
- Bevis, M., S. Businger, S. Chiswell, T.A. Herring, R.A. Anthes, C. Rocken y R.H. Ware, 1994: "GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water", en *Journal of Applied Meteorology*, vol. 33, págs. 379 a 386.
- Brown, E. H. y F. F. Hall, 1978: "Advances in atmospheric acoustics", en *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol. 16, págs. 47 a 109.
- Cadeddu, M. P., G. E. Peckham y C. Gaffard, 2002: "The vertical resolution of ground-based microwave radiometers analyzed through a multiresolution wavelet technique", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 40, núm. 3, págs. 531 a 540.
- Candlish, L. M., R. L. Raddatz, M. G. Asplin y D. G. Barber, 2012: "Atmospheric temperature and absolute humidity profiles over the Beaufort Sea and Amundsen Gulf from a microwave radiometer", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 29, págs. 1182 a 1201.
- Davis, J. L., T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers y G. Elgered, 1985: "Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length", en *Radio Science*, vol. 20, núm. 6, págs. 1593 a 1607.
- Derr, V. E., 1972: *Remote Sensing of the Troposphere*. Administración Nacional del Océano y de la Atmósfera de Estados Unidos, Laboratorio de Propagación de Ondas, Boulder, Colorado.
- Elgered, G., H. -P. Plag, S. Barlag y J. Nash, 2004: *COST716 Final Report*. Unión Europea.
- Gaffard, C. y T. Hewison, 2003: *Radiometrics MP3000 microwave radiometer trial report. Technical Report –TR26*. Oficina Meteorológica de Reino Unido, Workingham, Berkshire (Reino Unido).
- Gaynor, J. E., C. B. Baker y J. C. Kaimal, 1990: "The international sodar intercomparison experiment", en *Proceedings of the Fifth International Symposium on Acoustic Remote Sensing*. McGraw-Hill, Nueva York, págs. 67 a 74.
- Gossard, E. E. y R. G. Strauch, 1983: *Radar Observations of Clear Air and Clouds*. Elsevier, Scientific Publishing Co., Ámsterdam.
- Güldner, J. y D. Spänkuch, 2001: "Remote sensing of the thermodynamic state of the atmospheric boundary layer by ground-based microwave radiometry", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 18, págs. 925 a 933.
- Hinkley, E. D., 1976: *Laser Monitoring of the Atmosphere: Topics in Applied Physics*, volumen 14. Springer Verlag, Nueva York.
- Hogg, D. C., M. T. Decker, F. O. Guiraud, K. B. Earnshaw, D. A. Merritt, K. P. Moran, W. B. Sweezy, R. G. Strauch, E. R. Westwater y C. G. Little, 1983: "An automatic profiler of the temperature, wind and humidity in the troposphere", en *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 22, págs. 807 a 831.
- Kadygrov E. N., E. A. Miller y A. V. Troitsky, 2013: "Study of atmospheric boundary layer thermodynamics during total solar eclipses", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 51, núm. 9, págs. 4672 a 4677.
- Kadygrov, E. N. y D. R. Pick, 1998: "The potential for temperature retrieval from an angular-scanning single-channel microwave radiometer and some comparisons with in situ observations", en *Meteorological Applications*, vol. 5, págs. 393 a 404.
- Kadygrov, E. N., G. N. Shur y A. S. Viazankin, 2003: "Investigation of atmospheric boundary layer temperature, turbulence, and wind parameters on the basis of passive microwave remote sensing", en *Radio Science*, vol. 38, núm. 3, págs. 13.1 a 13.12.
- Lataitis, R. J., 1992a: "Signal power for radio acoustic sounding of temperature: The effects of horizontal winds, turbulence and vertical temperature gradients", en *Radio Science*, vol. 27, págs. 369 a 385.
- , 1992b: *Theory and Application of a Radio-acoustic Sounding System*. NOAA Technical Memorandum ERL WPL-230.

- Liljegren, J. C., S. A. Boukabara, K. Cady-Pereira y S. A. Clough, 2005: "The Effect of the half-width of the 22-GHz water vapor line on retrievals of temperature and water vapor profiles with a 12-channel radiometer", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 43, núm. 5, págs. 1102 a 1108.
- Madhulatha, A., M. Rajeevan, M. V. Ratnam, J. Bhate y C. V. Naidu, 2013: "Nowcasting severe convective activity over southeast India using ground-based microwave radiometer observations", en *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 118, núm. 1, págs. 1 a 13.
- Martner, B. E., D. B. Wuertz, B. B. Stankov, R. G. Strauch, E. R. Westwater, K. S. Gage, W. L. Ecklund, C. L. Martin y W. F. Dabberdt, 1993: "An evaluation of wind profiler, RASS and microwave radiometer performance", en *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 74, núm. 4, págs. 599 a 613.
- May, P. T., R. G. Strauch, K. P. Moran y W. L. Ecklund, 1990: "Temperature sounding by RASS, with wind profiler radars: A preliminary study", en *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, núm. 1, págs. 19 a 28.
- Navas-Guzman, F., O. Stahl y N. Kampfer, 2013: "Study of cloud effect on the tropospheric temperature retrievals", en *URSI Commission F Microwave Signatures 2013: Specialist Symposium on Microwave Remote Sensing of the Earth, Oceans, and Atmosphere*. Octubre de 2013, Finlandia, pág. 136.
- Neff, W. D. y R. L. Coulter, 1986: "Acoustic remote sounding", en *Probing the Atmospheric Boundary Layer* (Lenschow, D. H., ed.). Sociedad Meteorológica de Estados Unidos, págs. 201 a 236.
- Organización Meteorológica Mundial, 1980: *Lower Tropospheric Data Compatibility: Low-level Intercomparison Experiment (Boulder, United States, 1979)*. Informe N° 3 sobre instrumentos y métodos de observación. Ginebra.
- , 1982: *Indirect Sensing: Meteorological Observations by Laser Indirect Sensing Techniques* (A. O. Van Gysegem). Informe N° 12 sobre instrumentos y métodos de observación. Ginebra.
- , 1994: "Comparison of windprofiler and rawinsonde measurements" (J. Neisser, V. Górsdorf y H. Steinhagen), en *Papers Presented at the WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-94)*. Instruments and Observing Methods Report No. 57 (WMO/TD-No. 588). Ginebra.
- , 2006a: *Operational Aspects of Different Ground-Based Remote Sensing Observing Techniques for Vertical Profiling of Temperature, Wind, Humidity and Cloud Structure: A Review* (E.N. Kadygrov). Instruments and Observing Methods Report No. 89 (WMO/TD-No. 1309). Ginebra.
- , 2006b: *National/Regional Operational Procedures of GPS Water Vapour Networks and Agreed International Procedures* (S. de Haan). Instruments and Observing Methods Report No. 92 (WMO/TD-No. 1340). Ginebra.
- Panofsky, H. A., 1973: "Tower micrometeorology", en *Workshop on Micrometeorology* (Haugen, D. A., ed.), capítulo 4. Sociedad Meteorológica de Estados Unidos.
- Saastamoinen, J., 1972: "Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites", en *Geophysical Monograph Series: The Use of Artificial Satellites for Geodesy*, vol. 15, págs. 247 a 251.
- Singal, S. P., 1990: "Current status of air quality related boundary layer meteorological studies using sodar", en *Proceedings of the Fifth International Symposium on Acoustic Remote Sensing*. McGraw-Hill, Nueva York, págs. 453 a 476.
- Smith, E. K. y S. Weintraub, 1953: "The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies", en *Proceedings of the IRE*, vol. 41, núm. 8, págs. 1035 a 1037.
- Solheim, F., J. R. Godwin, E. R. Westwater, Y. Han, S. J. Keihm, K. Marsh, R. Ware, 1998: "Radiometric profiling of temperature, water vapor, and cloud liquid water using various inversion methods", en *Radio Science*, vol. 33, págs. 393 a 404.
- Syed I. y E. V. Browell, 1994: "Recent Lidar technology developments and their influence on measurements of tropospheric water vapor", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 11, núm. 1, págs. 76 a 84.
- Thayer, G. D., 1974: "An improved equation for the radio refractive index of air", en *Radio Science*, vol. 9, núm. 10, págs. 803 a 807.
- Thomas, L., 1991: "Lidar probing of the atmosphere", en *Indian Journal of Radio and Space Physics*, vol. 20, págs. 368 a 380.
- Thompson, A. R., J. M. Moran y G. W. Swenson, 1986: *Interferometry and Synthesis in Radio Astronomy*. John Wiley and Sons, Nueva York.
- Thompson, N., 1980: "Tethered balloons", en *Air-sea Interaction: Instruments and Methods* (F. Dobson, L. Hasse y R. Davis, eds.), capítulo 31. Plenum Press, Nueva York.

- Ware, R., R. Carpenter, J. Güldner, J. Liljegren, T. Nehrkorn, F. Solheim y F. Vandenberghe, 2003: "A multi-channel radiometric profiler of temperature, humidity and cloud liquid", en *Radio Science*, vol. 38, págs. 8079 a 8091.
- Ware, R., D. Cimini, E. Campos, G. Giuliani, S. Albers, M. Nelson, S. E. Koch, P. Joe y S. Cober, 2013: "Thermodynamic and liquid profiling during the 2010 Winter Olympics", en *Atmospheric Research*, vols. 132 y 133, págs. 278 a 290.
- Weber, B. L. y D. B. Wuertz, 1990: "Comparison of rawinsonde and wind profiler radar measurements", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 7, núm. 1, págs. 157 a 174.
- Weber, B. L., D. B. Wuertz, R. G. Strauch, D. A. Merritt, K. P. Moran, D. C. Law, D. van de Kamp, R. B. Chadwick, M. H. Ackley, M. F. Barth, N. L. Abshire, P. A. Miller y T. W. Schlatter, 1990: "Preliminary evaluation of the first NOAA demonstration network wind profiler", en *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 7, núm. 6, págs. 909 a 918.
- Westwater, E., S. Crewell, C. Mätzler y D. Cimini, 2005: "Principles of Surface-based Microwave and Millimeter Wave Radiometric Remote Sensing of the Troposphere", en *Quaderni Della Società Italiana di Elettromagnetismo*, vol. 1, núm. 3.
- Westwater, E. R., Y. Han, V. G. Irisov, V. Leuskiy, E. N. Kadygrov y A. S. Viazankin, 1999: "Remote sensing of boundary layer temperature profiles by a scanning 5-mm microwave radiometer and RASS: Comparison Experiments", en *Journal of Atmospheric, and Oceanic Technology*, vol. 16, págs. 805 a 818.
- Westwater, E. R., J. B. Snider y M. J. Falls, 1990: "Ground-based radiometric observations of atmospheric emission and attenuation at 20.6, 31.65, and 90.0 GHz: A comparison of measurements and theory", en *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, vol. 38, núm. 10, págs. 1569 a 1580.
-