

Capa superficial atmosférica en un entorno costero: medidas en una torre de 100 m (El Arenosillo)

J. A. Adame¹, I. Bamberger², M. A. Hernández-Ceballos¹ y B. De la Morena²

¹Atmospheric Sounding Station El Arenosillo, Atmospheric Research and Instrumentation Branch, National Institute for Aerospace Technology (INTA), Mazagón-Huelva

²Department of Applied Physics, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Huelva

Recibido: 1-V-2012 – Aceptado: 3-X-2012 – Versión original

Correspondencia a: adamecj@inta.es

Resumen

En el sudoeste de la Península Ibérica se encuentra una torre de 100 m de altura equipada con instrumentación meteorológica en los niveles de 10, 50 y 100 m. Las primeras observaciones de temperatura, humedad relativa, viento (dirección y velocidad) y presión fueron registradas en 2009. A partir de los datos originales con una resolución de 10 minutos, se han calculado los valores horarios aplicando criterios de calidad. Utilizando estos valores, se han obtenido diversos parámetros estadísticos como percentiles, máximos y mínimos. Además, se ha analizado el régimen de vientos. Los primeros 100 m de la atmósfera muestran un incremento de la temperatura con la altura, la cual podría estar asociada a la frecuente ocurrencia de condiciones establemente estratificadas. Por el contrario, la humedad relativa presenta una ligera tendencia a disminuir o permanecer con valores similares. Como era esperable los valores de presión muestran una tendencia a disminuir con la altura. Los datos de viento presentan flujos con direcciones similares en las tres alturas y un incremento de la velocidad del viento. La evolución diaria de la estabilidad de estratificación atmosférica se ha estimado usando la temperatura potencial y su diferencia entre niveles. Como media diaria, en verano el día puede ser dividido en 12 horas de mezclado vertical y el resto de inversión térmica. En los meses más fríos se han encontrado 15 horas de estabilidad establemente estratificada. Finalmente, se han analizado períodos específicos, los cuales representan a los escenarios meteorológicos típicos de esta región, gobernada tanto por procesos sinópticos como de mesoescala. En estos casos la estabilidad de estratificación atmosférica se ha estimado usando la temperatura potencial y el Número de Richardson Global. Bajo condiciones de brisa o flujos del NE, se obtiene un patrón diario de la estabilidad de estratificación atmosférica fuertemente influenciado por el calentamiento diurno y el enfriamiento nocturno, similar al comportamiento que muestra la capa límite planetaria. Asimismo, bajo flujos del SW-W o NW, la evolución diaria de la diferencia de la temperatura potencial y del Número de Richardson Global no presenta un ciclo diario claro, lo cual podría ser atribuido a la influencia de la capa límite marina.

Palabras clave: Capa límite atmosférica, estabilidad de estratificación atmosférica, temperatura potencial, Número de Richardson Global, torres elevadas

1 Introducción

Debido a la progresiva y creciente necesidad de disponer de una mayor cantidad de información meteorológica que permita dar una respuesta eficaz a los dos mayores problemas a los que se enfrenta la humanidad en los

próximos años, como son la calidad del aire y el cambio climático (IPCC, 2007), en la actualidad existe un amplio y variado conjunto de redes de observación que suministran información del estado de la atmósfera.

Las observaciones registradas en las redes de observación aportan información sobre los procesos tanto físicos



como químicos que tienen lugar en los estratos superficiales de la atmósfera. Esta información se completa con el comportamiento que muestra la estructura vertical, a partir de la realización de sondeos meteorológicos, el uso de plataformas aerotransportadas (Heue et al., 2010) o datos recogidos desde satélites (Antón et al., 2010).

Sin embargo, en las últimas décadas se han comenzado a utilizar otro tipo de plataformas, como son las conocidas como torres elevadas. Generalmente son plataformas con una altura superior a los 50 m, que presentan la ventaja de poder suministrar datos en continuo de diferentes niveles de la baja atmósfera, lo que permite aumentar el grado de representatividad vertical de los parámetros analizados.

En la actualidad existen redes de torres elevadas para la observación de la atmósfera tanto en Estados Unidos como en Europa. En Estados Unidos existe una red compuesta por nueve torres distribuidas por todo el país, pertenecientes a la *National Oceanic and Atmospheric Administration Earth System Research Laboratory Global Monitoring Division* (NOAA ESRL/GMD) utilizada para la monitorización de parámetros químicos y meteorológicos, con la que se realizan estudios de cambio climático, calidad del aire y la dinámica de la capa límite atmosférica.

En Europa se dispone de una red de torres elevadas denominadas *Tall Tower and surface observation Research Network for verification of Climate relevant emissions of Human origin in Europe* (TTORCH), con el objetivo de obtener medidas sobre diferentes gases de efecto invernadero (CH_4 , N_2O , SF_6) y sustancias traza (como el CO , H_2 , $^{14}\text{CO}_2$). Así mismo, en los últimos años también se han empleado una red de torres para la medida de gases relacionados directamente con el ciclo del carbono denominada ICOS (*Integrated Carbon Observing System* - <http://www.icos-infrastructure.eu>). Como referente y ejemplo de torres elevadas en Europa se puede citar la torre de Cabauw (Holanda) que con más de 213 m comenzó a utilizarse en los años 70 para realizar estudios de la capa límite atmosférica (Wehner et al., 2010; Zieger et al., 2010).

En la Península Ibérica (en adelante IP) son muy escasas las torres de este tipo. En la red TTORCH únicamente hay una, ubicada en el nordeste. En el norte de la IP se ubica una torre de 100 m, la cual pertenece al Centro de Investigación de la Baja Atmósfera de la Universidad de Valladolid y a la Agencia Estatal de Meteorología, en la que se realizan estudios de la capa límite atmosférica (Cuxart et al., 2000; Vindel et al., 2008).

En toda la zona centro y sur de la península únicamente se dispone de la torre de El Arenosillo, siendo por tanto la única plataforma de investigación de estas características. A finales del año 2008, la Estación de Sondeos Atmosféricos de El Arenosillo, perteneciente al Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA), instala tres sensores meteorológicos en los niveles de 10, 50 y 100 m en la mencionada torre. De esta manera, a partir de esa fecha se dispone de información meteorológica en continuo sobre el comportamiento de diferentes

parámetros meteorológicos en los estratos más superficiales de la atmósfera.

Esta información meteorológica ha sido utilizada para la interpretación de las concentraciones de radón en altura (Grossi et al., 2010, 2012), así como, para el análisis de los diferentes compuestos atmosféricos en el año 2008: gases (O_3 , NO , NO_2 , SO_2 , HONO , N_2O_5 , NO_3) y radicales (OH , HO_2 , RO_2 , reactividad de OH , etc.) medidos durante la campaña DOMINO (*Diel Oxidant Mechanism In relation to Nitrogen Oxides*) (Song et al., 2011; Sinha et al., 2012).

Sin embargo, esta información en continuo no ha sido empleada aún en la caracterización de la capa superficial atmosférica (en inglés, *Atmospheric Surface Layer* - ASL). Esta capa atmosférica es la más fina y próxima al suelo, y en aquella en la que los flujos turbulentos varían menos del 10% del valor que tienen en la superficie terrestre. El estudio de esta capa es de especial relevancia, ya que en ella tienen lugar variaciones bruscas de las variables meteorológicas con la altura y la mayoría de intercambios de calor, de masa y de momento de la atmósfera con el suelo a partir de los movimientos turbulentos.

Por este motivo, el objetivo de este trabajo es, a partir del análisis de la base de datos del año 2009, analizar la evolución y comportamiento que experimentan una serie de variables atmosféricas (temperatura, humedad, viento y presión) y parámetros de estabilidad (gradiente de la temperatura potencial y Número de Richardson Global) que permitan caracterizar el comportamiento de la ASL en este entorno costero del suroeste de la IP.

2 Región de estudio, datos y metodología

2.1 Área de estudio

La torre de 100 m está ubicada en las instalaciones del Centro de Experimentación de “El Arenosillo” (CEDEA) ($37,1^\circ\text{N}$, $6,7^\circ\text{W}$, 42 m sobre el nivel del mar (snm)), perteneciente al Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA), el cual se encuentra en el suroeste de la IP, a 35 km de la ciudad de Huelva en dirección sudeste (Figura 1).

Este emplazamiento se encuentra rodeado por un bosque de pinos, en el interior del Parque Nacional de Doñana. La torre de 100 m se ubica a unos 450 m de la línea de costa, en un área llana con una altura por debajo de los 100 m sobre el nivel de mar, que se mantiene homogénea en un radio de más de 20 km.

2.2 Tratamiento de la información meteorológica

Los tres sensores dispuestos en la torre a 10, 50 y 100 m son de la marca y modelo Vaisala WTX520, los cuales permiten la medida de temperatura, presión atmosférica, humedad relativa, velocidad y dirección del viento. El instrumento mide la temperatura del aire, la presión atmosférica y la humedad relativa con tres sensores distintos. El principio de medición está basado en un oscilador RC (resisten-

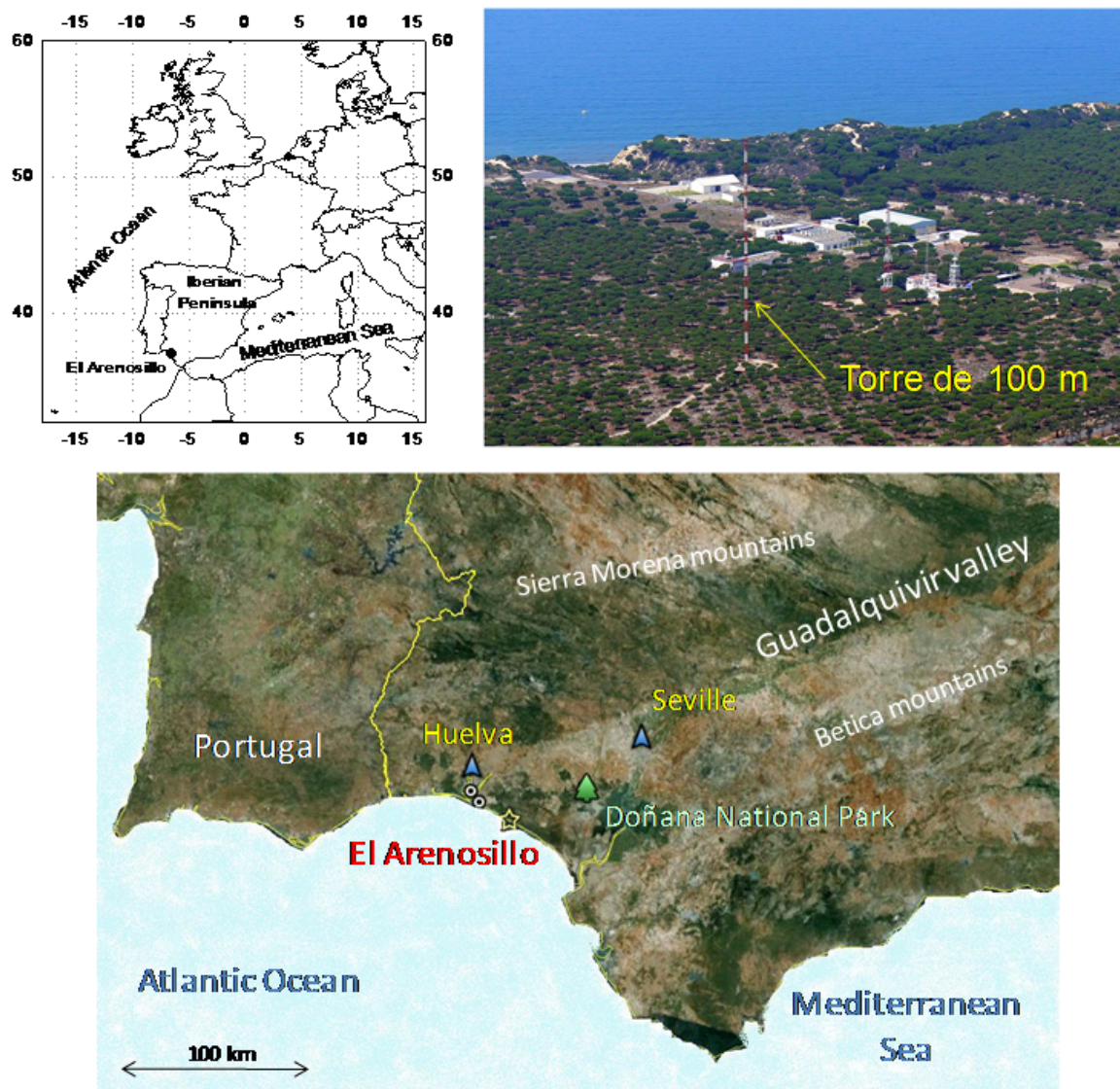


Figura 1. Localización del área de estudio y ubicación de la torre meteorológica de 100 metros.

cia/condensador) y dos condensadores de referencia. Para la medida de la temperatura se utiliza un termocondensador de cerámica capacitiva, un sensor de silicón capacitiva para la presión y un sensor con un polímero de capa fina capacitivo para la humedad. El rango de trabajo para la temperatura es de -52°C a 60°C con una precisión de $0,3^{\circ}\text{C}$, para la presión es de 600 a 1100 hPa con una precisión de 0,5 hPa y para la humedad es de 0 a 100% con una precisión de 0,1%. Para la medida de la dirección y velocidad del viento se utiliza un sensor con un rango de trabajo en el caso de la velocidad de 0 a 60 m s^{-1} y precisión de $0,3\text{ m s}^{-1}$ y para la dirección de 0 a 360° y precisión de 1° . En la base de la torre se ubica un sistema para el almacenamiento de la información, la cual es enviada a un servidor de datos vía radio.

El período de medida utilizado en este trabajo abarca desde el 1 de enero hasta el 31 de diciembre de 2009. Los

datos originales se obtienen como promedios de 10 minutos. A partir de estos registros se calculan las medias horarias. Para ello se aplica el criterio de calidad basado en la necesaria existencia de un 75% de datos de 10 minutos para el cálculo del valor horario correspondiente. Una vez obtenidos los valores horarios, todos los valores del período anual estudiado se han graficado y visualizado con el fin de identificar posibles valores anómalos.

2.3 Estimación experimental de la estabilidad de estratificación atmosférica

La estabilidad de estratificación atmosférica es un concepto asociado a los movimientos verticales que se producen en la atmósfera, definiéndose el grado de estabilidad de estratificación atmosférica a partir de la diferencia de tempe-

Tabla 1. Expresiones para el cálculo de la estabilidad de estratificación atmosférica, con $P_0 = 1000$ hPa, P la presión del estrato analizado y $\kappa = \frac{R_d}{cp}$ (0,286), R es la constante de los gases ideales (aire seco), cp el calor específico del aire a presión constante, g la gravedad ($9,81 \text{ m s}^{-2}$), z_1 y z_2 la altura de los dos estratos considerados, T_0 la temperatura media entre ambos, $\Delta\Theta$ es la diferencia de la temperatura potencial Θ y ΔU la diferencia de la velocidad del viento.

	Estable	Neutra	Inestable	
Temperatura potencial	$\frac{\partial\Theta}{\partial z} > 0$	$\frac{\partial\Theta}{\partial z} = 0$	$\frac{\partial\Theta}{\partial z} < 0$	donde $\Theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^\kappa$
Núm. de Richardson global	$R_b > 0$	$R_b = 0$	$R_b < 0$	donde $R_b = \frac{\frac{g}{T_0} \sqrt{z_1 z_2} \ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) \Delta\Theta}{\Delta U^2}$

Tabla 2. Estadísticos anuales (disponibilidad en porcentaje D, máximo Max, percentiles 95, 75, 50, 25, 5 P95, P75, P50, P25, P5, media y su desviación $M \pm \sigma$ y mínimo - Min) de las series horarias de temperatura (T) en °C, humedad relativa (HR) en %, presión atmosférica (P) en hPa para los niveles de 10, 50 y 100 m.

	Parámetro	D	Max	P95	P75	P50	$M \pm \sigma$	P25	P5	Min
T	T10	99	33.7	27.4	21.9	17.3	17 ± 6	13.2	7.8	-2.2
	T50	83	31.4	26.4	22.1	18.0	18 ± 5	13.8	9.4	2.1
	T100	68	33.0	27.3	22.7	19.0	18 ± 6	13.9	9.5	3.3
HR	HR10	99	93	90	81	69	67 ± 16	56	37	14
	HR50	83	100	92	80	69	67 ± 16	56	38	13
	HR100	68	100	92	78	65	64 ± 18	49	33	12
P	P10	99	1026	1017	1013	1010	1010 ± 5	1008	1000	978
	P50	83	1022	1013	1009	1006	1006 ± 5	1004	999	974
	P100	68	1013	1007	1003	1001	1001 ± 4	999	994	969

ratura entre una porción de aire y el aire circundante. En el caso de una situación atmosférica establemente estratificada, se produce la inhibición del movimiento vertical de la porción de aire, mientras que una situación inestablemente estratificada fomenta este desplazamiento vertical. De esta manera, los estados de estabilidad de estratificación de la baja troposfera determinan la evolución diaria del espesor de la capa límite atmosférica, así como de sus subcapas, como es la capa superficial. Esta capa es la que está en contacto con la superficie de la tierra y en ella se producen elevados gradientes de temperatura, humedad y velocidad del viento (Stull, 1988; Crespi, 2002). La dirección del viento no sufre grandes cambios y la fuerza de Coriolis no es significativa. La profundidad de esta capa es del orden de un 10% de la capa límite atmosférica.

A partir de los registros meteorológicos a diferentes alturas proporcionados por los sensores ubicados en la torre, es posible estimar el grado de estabilidad de estratificación atmosférica entre ellos. En este trabajo se ha realizado este estudio a partir del cálculo y análisis del gradiente vertical de la temperatura potencial, así como del Número de Richardson Global (Oncaley et al., 1996; Arya, 2001) (Tabla 1).

3 Resultados

3.1 Análisis estadístico

Con el objeto de mostrar los valores de las variables meteorológicas medidas en los tres niveles durante el periodo

de estudio, se han calculado, a partir de los valores horarios, una serie de parámetros estadísticos. La Tabla 2 recoge los valores medios anuales con su correspondiente desviación estándar, los máximos y mínimos absolutos y los percentiles, 75, 50 (mediana), 25 y 5 de temperatura, humedad relativa y presión en los tres niveles.

Estos valores han sido calculados a partir de una elevada disponibilidad de datos horarios, los cuales también se muestran en la Tabla 2. Así, en el nivel de 10 m se tiene un 99%, en el de 50 m un total de 83% y finalmente en el de 100 m un 63%, debido a que existe una menor cobertura temporal durante el otoño e invierno.

La temperatura muestra un valor medio para el nivel de 10 m de 17°C y para los niveles de 50 y 100 m de 18°C , con una desviación estándar de $5\text{--}6^\circ\text{C}$. Seis de los ocho parámetros analizados para la temperatura presentan una tendencia a incrementarse con la altura, registrándose en el nivel de 100 m los valores más elevados. Sin embargo, en este nivel es donde la pérdida de datos es mayor, debido a problemas técnicos. Si se consideran los 50 primeros metros (valores de 10 y 50 m) y aquellos parámetros en los que se produce un incremento de la temperatura con la altura, el gradiente oscila entre $0,2^\circ\text{C}$ (para el percentil 75) y $4,3^\circ\text{C}$ (para el mínimo). Se observa una tendencia según la cual a valores más bajos de temperatura las diferencias son mayores. Estos resultados indicarían una atmósfera establemente estratificada en sus primeros metros. Este lugar estaría sometido a escenarios meteorológicos en los que no siempre se producirían condiciones de estabilidad establemente es-

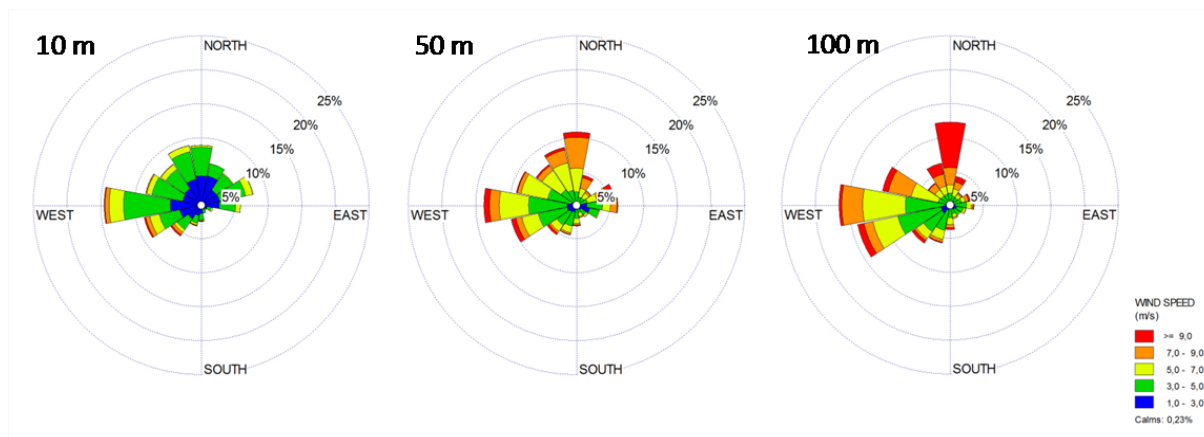


Figura 2. Rosas de viento anuales a 10, 50 y 100 m a partir de valores horarios del viento.

tratificada. Sin embargo, este resultado obtenido utilizando un año de datos, reflejaría que la situación más frecuente podría ser la de estabilidad establemente estratificada.

Los valores medios de humedad relativa son muy similares, con valores medios del 67% en los niveles de 10 y 50 m, y del 64% en 100 m. A excepción del máximo y percentil 95, el resto de estadísticos presenta una ligera disminución con la altura o incluso los mismos valores. Si se consideran los 50 primeros metros, puesto que en el nivel de 100 m se tiene un porcentaje de datos válidos menor, la disminución o bien es nula o del 1%. Por tanto, este parámetro de forma general, considerándose esta serie anual, prácticamente mantiene sus valores en los primeros metros de la atmósfera.

La presión muestra una clara tendencia a disminuir con la altura para todos los estadísticos seleccionados con diferencias que oscilan en los primeros 100 m entre los 6 y 13 hPa. El mayor descenso se obtiene para los máximos absolutos, mientras que el menor decremento se encuentra para el percentil 5.

El análisis del viento se ha realizado con el cálculo de las rosas de viento anuales en los tres niveles (Figura 2). Se ha obtenido un comportamiento de la dirección del viento muy similar en las tres alturas, con predominio de vientos procedentes del tercer y cuarto cuadrante, principalmente de componente oeste (W) y norte (N). Asimismo, se observa un incremento de la velocidad con la altura, registrándose los valores más intensos en el nivel de 100 m, donde predominan los vientos con componente W.

Este predominio de vientos de componente W y N durante el año 2009 presenta ciertas diferencias respecto a los obtenidos con las series históricas. En esta zona de la IP el régimen de vientos es una combinación tanto del desarrollo de vientos locales, de origen mesoescalar, como de la llegada de vientos sinópticos. Estudios previos muestran que los vientos de escala local son los causantes de los flujos detectados desde el SW, NW y NE, como consecuencia de la orientación de la costa y el desarrollo de la brisa marítima.

En esta región han sido identificados dos patrones de brisa costera, una de ellas denominada pura y otra con forzamiento sinóptico denominada no pura (Adame et al., 2010a). El régimen diurno de ambos patrones es similar con vientos soplando desde el mar, dirección SW. Sin embargo, el régimen nocturno en la brisa pura sopla desde el NE y en la no pura desde el NW, mientras que los vientos sinópticos predominantes proceden del primer y tercer cuadrante (Adame et al., 2010b). Las masas de aire procedentes del norte de Europa y del Atlántico Norte cruzan la IP y originan los procedentes del NE. Los flujos del tercer cuadrante están originados por situaciones anticiclónicas, que son muy frecuentes en verano, o por bajas presiones, más propicias en los meses fríos.

El análisis estacional del régimen de vientos muestra que durante el año 2009 el mayor predominio de situaciones anticiclónicas en los meses cálidos favorece la mayor frecuencia de vientos procedentes del NW y WSW, mientras que la escasa llegada de vientos de componente NE podría estar asociada tanto a la menor llegada de masas de aire procedentes del centro de la IP y/o continente europeo, si es de origen sinóptico, como a un menor desarrollo de brisas costeras típicas, con flujos nocturnos perpendiculares a la línea de costa, si fuera de origen mesoescalar.

3.2 Variación diaria de temperatura potencial. Estimación de la estabilidad de estratificación atmosférica

Se puede realizar una estimación de la estabilidad de estratificación atmosférica a partir de la variación vertical que experimenta la temperatura potencial (Θ). En este apartado se presenta la variación diaria media en las cuatro estaciones del año de esta variable, con el propósito de estimar la estabilidad de estratificación atmosférica en la capa límite a lo largo del año. Debido a la menor disponibilidad de datos horarios durante el otoño en el nivel de 100 m, estos no han sido empleados.

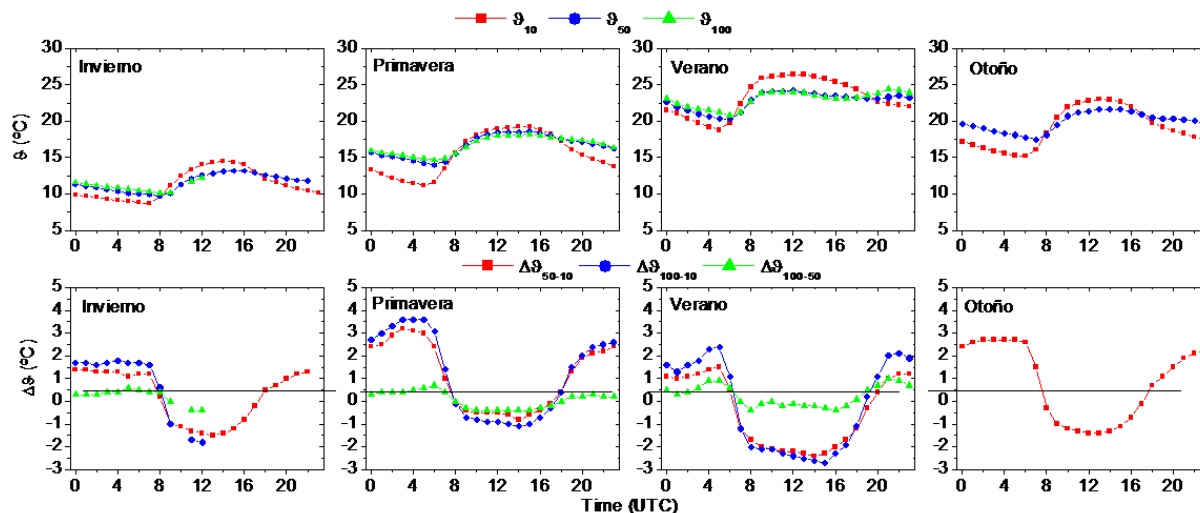


Figura 3. Evolución estacional de la temperatura potencial y su diferencia a 10, 50 y 100 m, según datos disponibles a partir de los valores horarios del año 2009.

Los resultados obtenidos de la variación estacional de la temperatura potencial y de sus respectivas diferencias entre cada uno de los niveles (nivel más alto menos nivel más bajo) presentan un incremento de esta variable durante los meses cálidos del año, y un aumento de las diferencias entre niveles durante la primavera y el verano (Figura 3). Es decir, en los meses fríos el contraste térmico es menor que en los meses más cálidos.

Ordenadas de mayor a menor, las diferencias de la temperatura potencial se tienen en verano, otoño, primavera, e invierno. Entre niveles, las mayores diferencias se obtienen entre los niveles de 10 y 100 m, 10 y 50 m, mientras que las menores diferencias se obtienen entre 50 y 100 m. Además, las diferencias encontradas cuando se utilizan los datos de 10 m, tanto con 50 como con 100 m, son mayores que si únicamente se utilizan 50 y 100 m. En verano, por ejemplo, se observan diferencias cercanas a los 3°C entre 10 y 100 m, mientras que entre 50 y 100 m son inferiores a los 0,5°C entre las 6:00 y las 18:00 UTC. Es decir, se ha obtenido un mayor gradiente de temperatura entre los 10 y 50 m que entre los 50 y 100 m. Estos resultados reflejarían un enfriamiento/calentamiento mayor en los primeros metros de la atmósfera y por encima de 50 m las condiciones térmicas podrían ser más homogéneas.

Asimismo, se observan dos períodos bien diferenciados motivados por el signo de sus diferencias, mientras que las diferencias negativas (inestablemente estratificada) se producen en verano desde las 6:00 a las 18:00 UTC; en invierno tienen lugar entre las 9:00 y las 18:00 UTC. Estos resultados podrían indicar que se pueden tener procesos de mezcla vertical tres horas más en verano (12 horas) que en invierno (9 horas). El origen podría deberse a un calentamiento menor de la capa superficial durante el día en los meses de invierno y como consecuencia una mayor

duración de la inversión térmica. Por el contrario, en verano la inversión térmica es de menor duración, por el mayor calentamiento debido a la mayor irradiación y más horas de sol, lo que también causa una diferencia de temperatura mayor entre las alturas.

3.3 Estimación de estabilidad de estratificación bajo diferentes escenarios meteorológicos

Como ha sido mencionado previamente, el SW de la IP está sometido a procesos meteorológicos de origen sinóptico con flujos procedentes principalmente del SW-W y NW-NE. Además, es frecuente entre los meses de mayo a septiembre la ocurrencia del desarrollo de la brisa costera (Adame et al., 2010a, 2010b).

A partir de los registros en altura de la torre de 100 m, se ha analizado qué comportamiento presenta la capa superficial bajo los mencionados escenarios meteorológicos. Se han analizado todas las situaciones observadas durante el año de estudio 2009. Se han podido identificar dos patrones principales de comportamiento de la capa límite. Así, bajo condiciones de brisa costera o flujos sinópticos del NE se tiene una capa superficial con características de capa límite planetaria, es decir, afectada por el calentamiento diurno y el enfriamiento nocturno de la superficie terrestre, mientras que bajo la ocurrencia de flujos sinópticos procedentes del SW-W o NW, la capa superficial parece estar afectada por la capa límite marina. A modo de ejemplo, se exponen a continuación dos casos: uno de brisa costera y otro de un flujo sinóptico procedente del SW-W. Para su análisis se presenta la evolución horaria de la temperatura potencial, el Número de Richardson Global y el viento (velocidad y dirección).

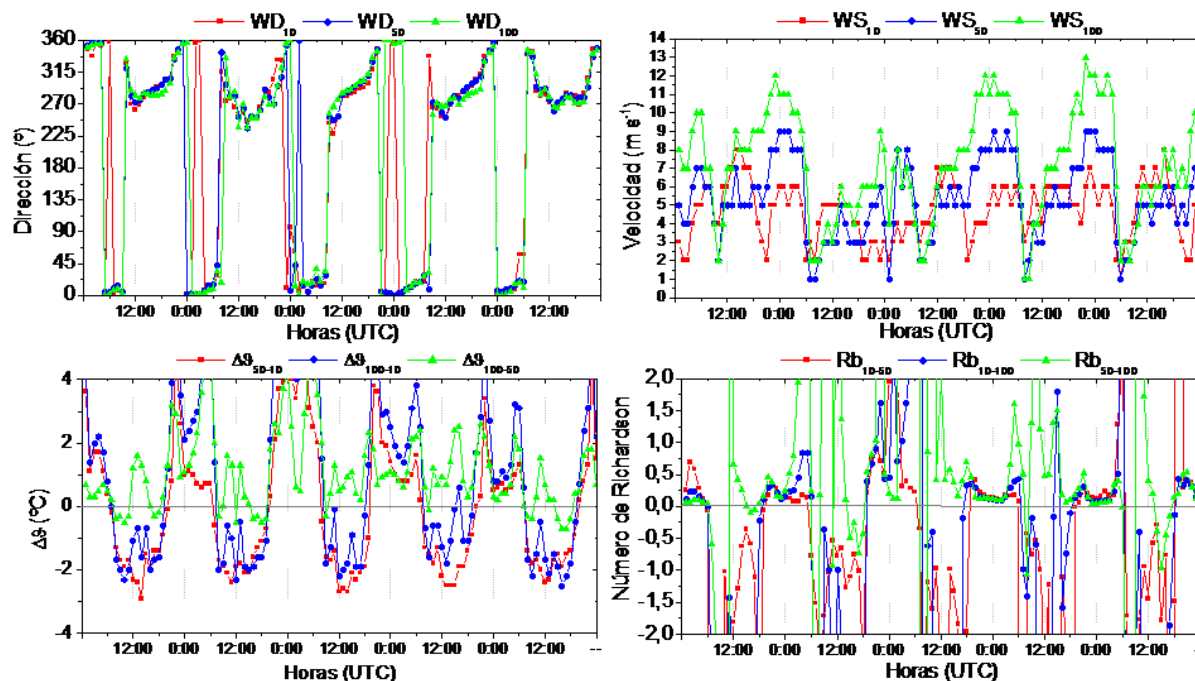


Figura 4. Evolución horaria de las diferencias de la temperatura potencial, el Número de Richardson Global y el viento (velocidad y dirección) en las tres alturas, en el período del 27 al 31 de julio de 2009.

3.3.1 Comportamiento de la capa superficial bajo escenario de brisa costera: del 27 al 31 de julio de 2009

Durante los últimos cinco días del mes de julio la meteorología de la zona estuvo gobernada por el desarrollo de mecanismos de brisa costera; es decir, un régimen diurno soplando desde el mar hacia tierra con dirección perpendicular a la línea de costa (desde el W) y un régimen nocturno con la misma dirección pero en sentido contrario (desde el N-NE). En la Figura 4 se observa que los registros de la dirección del viento muestran este patrón siendo similar en los tres niveles, por tanto en los primeros 100 m de la atmósfera los flujos no presentan diferencias. Las diferencias de la temperatura potencial y la evolución del Número de Richardson Global presentan una variación día-noche atribuida a los procesos de calentamiento y enfriamiento de la superficie terrestre. La temperatura potencial muestra diferencias negativas (inestablemente estratificada), si se consideran los niveles de 10-50 y 10-100 m, entre las 7:00-8:00 y las 18:00 UTC, y la evolución del Número de Richardson Global presenta igualmente valores negativos (caso de inestablemente estratificada) en la misma franja horaria. Las mayores diferencias, para ambos parámetros, se encuentran entre el nivel inferior, 10 m, y los dos superiores, 50 y 100 m. La brisa diurna se desarrolla entre las 9:00-10:00 y las 18:00 UTC. Por lo tanto, el disparo de la brisa marina se produce con un retraso de aproximadamente dos horas respecto al inicio del calentamiento de la superficie terrestre, mientras que la brisa nocturna, tras un período de transición comienza a detectarse

aproximadamente a medianoche, con flujos de cierta intensidad, los cuales van disminuyendo a medida que avanza la noche.

De los resultados obtenidos en los primeros 100 m, se podría estimar que se tienen unas condiciones idóneas para la formación de una capa mezclada aproximadamente durante 9 o 10 horas. Las diferencias máximas encontradas en la temperatura potencial en los primeros 100 m son de 2-2,5°C. Por lo tanto, la altura máxima que alcanzaría la capa convectiva podría ser elevada pero con esta información no se puede llegar a determinar de forma exacta. Sin embargo, durante el resto del día, aproximadamente unas 14 horas, las diferencias tanto de la temperatura potencial como del Número de Richardson Global son positivas, reflejo de situaciones de inversión en los primeros 100 m de la atmósfera. El comportamiento encontrado bajo estas condiciones estaría afectado por el enfriamiento nocturno y el calentamiento diurno como ocurre en la capa límite planetaria.

3.3.2 Comportamiento de la capa superficial bajo flujo atlántico: del 6 al 8 de octubre de 2009

El entorno costero atlántico en el que se ubica la torre hace que los escenarios con flujos procedentes del océano sean muy frecuentes en cualquier época del año. La Figura 5 muestra la evolución horaria del viento, las diferencias de temperatura potencial y el Número de Richardson Global bajo un escenario de estas características ocurrido del 6 al 8 de octubre de 2009. Se puede observar cómo la dirección del viento sopla desde el SW y va girando hacia el W y NW.

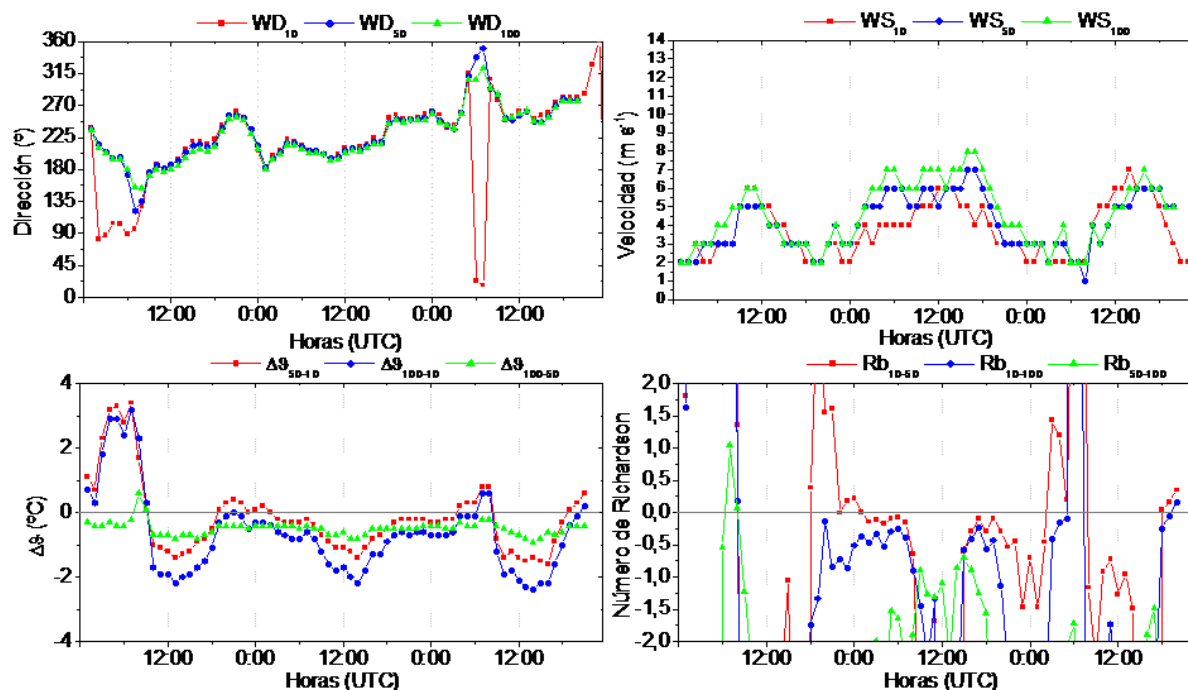


Figura 5. Evolución horaria de las diferencias de la temperatura potencial, el Número de Richardson Global y el viento (velocidad y dirección) en las tres alturas, en el período del 6 al 8 de octubre de 2009.

Se tendría una masa de aire con un carácter marítimo que va barriendo la región de estudio durante estos tres días.

Aunque en general los procesos sinópticos presentan flujos de mayor intensidad que los que son de origen térmico, si se comparan las velocidades medidas en este período con el presentado en la sección anterior para la situación de brisa, se puede observar cómo el comportamiento es inverso. Las velocidades medidas bajo el flujo del atlántico son menores que las que se detectaron bajo el desarrollo de la brisa. La causa estaría en que se trata de una situación sinóptica con un gradiente isobárico lo suficientemente elevado para que no se produzca el desarrollo de procesos de mesoescala. Sin embargo, se registraron velocidades de intensidad moderada, no superiores a los 8 m s^{-1} .

La evolución de las diferencias de la temperatura potencial y del Número de Richardson Global en este caso no presentan unos patrones diarios claros. En el caso de la temperatura potencial, las diferencias en gran parte del período son negativas, tanto de día como de noche. El mismo resultado se obtiene para el Número de Richardson Global. Bajo estas condiciones sinópticas no se reflejan, ni en las diferencias de la temperatura potencial entre niveles ni en la evolución del número de Richardson, el calentamiento diurno y el enfriamiento nocturno con un cambio de signo en las diferencias de los parámetros considerados. Se puede indicar que bajo estas situaciones la capa superficial atmosférica en este entorno costero está influenciada por la capa límite marina, la cual presenta un aire más húmedo, donde los flujos de calor no juegan un papel importante, puesto que no determinan la

estructura de la capa límite y las variaciones diarias de temperatura sobre su superficie son muy pequeñas debido a la elevada capacidad que tiene el mar para mantener el calor (Garratt, 1994).

4 Conclusiones

En este trabajo se presentan los primeros resultados obtenidos del análisis de los registros meteorológicos medidos en tres niveles (10, 50 y 100 m) de una torre de 100 m en El Arenosillo, suroeste de la IP, durante el año 2009.

En general la variación de la temperatura con la altura muestra una tendencia al incremento, mientras que la humedad relativa se mantiene en valores constantes o pequeñas variaciones en los primeros 100 m. La presión, como era esperable, disminuye con la altura y la velocidad del viento se incrementa. El análisis de la dirección del viento en las tres alturas ha mostrado una elevada homogeneidad, aunque a 100 m se ha detectado una mayor componente norte. Comparando con la serie histórica, se observa un mayor predominio de vientos procedentes NW y WSW, causado por situaciones anticiclónicas durante los meses cálidos, y una escasa influencia de flujos del NE.

Del análisis de los ciclos diarios estacionales de temperatura potencial y sus diferencias entre niveles a lo largo del año se observa que los procesos de mezcla vertical, relacionados con la estabilidad inestablemente estratificada, en verano (12 horas) son de mayor duración que en invierno

(9 horas), habiéndose podido identificar los períodos del día y en cada estación del año en los que se tendrían situaciones de mezclado (inestabilidad) o de inversiones térmicas (estabilidad). Sin embargo, con la información obtenida a partir de las diferencias de temperatura potencial entre niveles, no se puede obtener la altura que alcanzarían tanto la capa de mezcla como las capas de inversión. En los casos de mayor intensidad de estabilidad de estratificación, tanto inestable como estable, la capa mezclada y la inversión térmica superficial pueden estar por encima de los 100 m.

Los patrones meteorológicos predominantes en la región son bien conocidos por estudios previos. Se han analizado todos los escenarios registrados durante el año 2009 y se ha analizado la evolución que experimentan tanto el viento (velocidad y dirección) como la diferencia de la temperatura potencial entre niveles y el Número de Richardson Global. Este estudio ha permitido identificar la existencia de dos patrones de comportamiento de la capa límite superficial. Así, bajo dos escenarios meteorológicos distintos, el caracterizado por el desarrollo de la brisa costera o aquel caracterizado por la advección de flujos del NE presentan una capa atmosférica con una estructura similar, con un patrón diario influenciado muy fuertemente por el calentamiento diurno y el enfriamiento nocturno. En el caso de las brisas, se ha observado un retraso entre las transiciones de los regímenes de brisa y el inicio de la actividad solar, así como en la formación de la capa de mezcla. Se podría indicar que estos dos escenarios mencionados presentarían una estructura típica de capa límite planetaria.

Bajo condiciones de flujos sinópticos del SW-W y del NW, es decir, en ausencia de brisas costeras, se tendría el segundo de los patrones encontrados. Las diferencias de la temperatura potencial y del Número de Richardson Global no presentan un claro ciclo diario, con valores generalmente negativos, indicando una posible situación tanto de día como de noche de estabilidad inestablemente estratificada. Estos resultados reflejarían que en estas situaciones el comportamiento de la capa límite atmosférica es propio de la capa límite marina.

Referencias

- Adame, J. A., Bolívar, J. P., y De la Morena, B. A., 2010a: *Surface ozone measurements in the southwest of the Iberian Peninsula (Huelva, Spain)*, Environ Sci Pollut Res, **17**, 355–368, doi: 10.1007/s11356-008-0098-9.
- Adame, J. A., Serrano, E., Bolívar, J. P., y De la Morena, B. A., 2010b: *On the Tropospheric Ozone Variations in a Coastal Area of Southwestern Europe under a Mesoscale Circulation*, J Appl Meteor Climatol, **12**, 748–759, doi: 10.1175/2009JAMC2097.1.
- Antón, M., Vilaplana, J. M., Kroon, M., Serrano, A., Parias, M., Cancillo, M. L., y De la Morena, B. A., 2010: *The empirically corrected EP-TOMS total ozone data against Brewer measurements at El Arenosillo (Southwestern Spain)*, IEEE Trans Geosci Remote Sensing, **48**, 3039–3045, doi: 10.1109/TGRS.2010.2043257.
- Arya, S. P., 2001: *Introduction to micrometeorology*, Academy Press, 420 pp.
- Crespí, S., 2002: *Altura de la capa de mezcla: Caracterización experimental y aplicación de un modelo meteorológico para el estudio de su evolución diurna*, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 237 pp.
- Cuxart, J., Yagüe, C., Morales, G., Terradellas, E., Orbe, J., Calvo, J., Fernández, A., Soler, M. R., Infante, C., Buenestado, P., Espinalt, A., Joergensen, H. E., Rees, J. M., Vilà, J., Redondo, J. M., Cantalapiedra, I. R., y Conangla, L., 2000: *Stable atmospheric boundary layer experiment in Spain (SABLES 98): A report*, Bound Layer Meteorol, **96**, 337–370, doi: 10.1023/A:1002609509707.
- Garratt, J. R., 1994: *The Atmospheric Boundary Layer*, Cambridge University Press, 336 pp.
- Grossi, C., Vargas, A., Arnold, D., López-Coto, I., Bolívar, J. P., Adame, J. A., y De la Morena, B. A., 2010: *Set-up of a Radon Monitoring Station in a 100 m Height Tower in the Southern Coast of Spain*, 6th Conference on Protection Against Radon at Home and at Work, Praga (Republica Checa), 13-17/IX/2010, book of Abstracts, 83, ISBN 978-80-01-04603-6.
- Grossi, C., Arnold, D., Adame, J. A., López-Coto, I., Bolívar, J. P., De la Morena, B. A., y Vargas, A., 2012: *Atmospheric ^{222}Rn concentration and source term at El Arenosillo 100 m meteorological tower in Southwest Spain*, Radiat Meas, **47**, 149–162, doi:10.1016/j.radmeas.2011.11.006.
- Heue, K. P., Brenninkmeijer, C. A. M., Wagner, T., Mies, K., Dix, B., Frieß, U., Martinsson, B., Slemr, F., y Van Velthoven, P., 2010: *A comparison of DOAS observations by the CARIBIC aircraft and the GOME-2 satellite of the 2008 Kasatochi volcanic SO_2 plume*, Atmos Chem Phys Discuss, **10**, 523–558, doi: 10.5194/acpd-10-523-2010.
- IPCC, 2007: *Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC)*, <http://www.ipcc.ch>.
- Oncley, S. P., Friehe, C. A., Larue, J. C., Businger, J. A., Itsweire, E. C., y Chang, S. S., 1996: *Surface-layer fluxes, profiles, and turbulence measurements over uniform terrain under near-neutral conditions*, J Atmos Sci, **53**, 1029–1044.
- Sinha, V., Williams, J., Diesch, J. M., Drewnick, F., Martinez, M., Harder, H., Regelin, E., Kubistin, D., Bozem, H., Hosaynali-Beygi, Z., Fischer, H., Andrés-Hernández, M. D., Kartal, D., Adame, J. A., y Lelieveld, J., 2012: *Constraints on instantaneous ozone production rates and regimes during DOMINO derived using in-situ OH reactivity measurements*, Atmos Chem Phys, **12**, 7269–7283, doi:10.5194/acp-12-7269-2012.
- Song, W., Williams, J., Yassaa, N., Martinez, M., Adame, J. A., Hidalgo, P., Bozem, H., y Lelieveld, J., 2011: *Winter and summer characterization of biogenic enantiomeric monoterpenes and anthropogenic BTEX Compounds at a Mediterranean Stone Pine forest site*, J Atmos Chem, **68**, 233–250, doi:10.1007/s10874-012-9219-4.
- Stull, R. B., 1988: *An introduction to Boundary layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers, 666 pp.
- Vindel, J. M., Yagüe, C., y Redondo, J. M., 2008: *Structure function analysis and intermittency in the atmospheric boundary layer*, Nonlinear Process Geophys, **15**, 915–929.
- Wehner, B., Siebert, H., Ansmann, A., Ditas, F., Siefert, P., Stratmann, F., Wiedensohler, A., Apituley, A., Shaw, R. A., Manninen, H. E., y Kulmala, M., 2010: *Observations of turbulence-induced new particle formation in the residual layer*, Atmos Chem Phys Discuss, **10**, 327–360, doi: 10.5194/acpd-10-327-

2010.

Zieger, P., Weingartner, E., Henzing, J., Moerman, M., Leeuw, G. D., Mikkilä, J., Ehn, M., Petäkä, T., Clémer, K., Van Roozendaal, M. V., Yilmaz, S., Friess, U., Irie, H., Wagner, T., Shaiganfar, R., Beirle, S., Apituley, A., Wilson, K., y Baltensperger, U., 2010: *Comparison of ambient aerosol extinction coefficients obtained from in-situ, MAX-DOAS and LIDAR measurements at Cabauw*, Atmos Chem Phys Discuss, **10**, 29 683–29 734, doi: 10.5194/acpd-10-29 683-2010.