

LA TRANSFORMADA *WAVELET* COMO HERRAMIENTA PARA LA CLIMATOLOGÍA DE FENÓMENOS PROPIOS DE LA CAPA LÍMITE ESTABLE

E. Terradellas¹, R. M. Soler², E. Ferreres³, M. Bravo²

¹ Instituto Nacional de Meteorología, C.M.T. a Catalunya. Arquitecte Sert, 1. 08005 Barcelona. Correo-e: enric.bar@inm.es

² Universitat de Barcelona, Departament d'Astronomia i Meteorologia. Av. Diagonal, 647. 08028 Barcelona.

³ Universitat Politècnica de Catalunya, E.U. Politècnica de Manresa. Avda. de les Bases, 61-73. 08240 Manresa. España

Resumen

La estructura y los procesos físicos que tienen lugar en la capa límite estable son, actualmente, mucho menos conocidos que los correspondientes a la capa límite convectiva. Este desconocimiento conlleva una deficiente parametrización de los intercambios turbulentos tanto en los modelos numéricos de predicción como en los climáticos.

Se presenta un método basado en la transformada wavelet para la estimación de la energía cinética y de los flujos de calor, momento, humedad o de un elemento químico cualquiera a partir de series temporales de datos de observación. Los resultados en el rango de altas frecuencias, correspondiente al ámbito de la turbulencia, se comparan con los obtenidos mediante el método utilizado tradicionalmente, basado en la descomposición de Reynolds de los valores de las distintas magnitudes en un valor medio y una oscilación turbulenta. El hecho de que la transformada wavelet presente una capacidad de filtrar las contribuciones de las distintas frecuencias muy superior a la del método de Reynolds permite una gran mejora en los resultados. Esta mejora es especialmente significativa en los casos de débil turbulencia y presencia de perturbaciones con una escala espacio-temporal ligeramente superior a la turbulenta, es decir, en ausencia del mínimo espectral que constituye una de las condiciones para la aplicación del método de Reynolds.

No obstante, la contribución más significativa del método es la posibilidad de estimar energía cinética o flujos en distintos rangos espectrales. Ello le convierte en una extraordinaria herramienta para el estudio de los fenómenos propios de la capa límite estable, puesto que las perturbaciones pueden ser analizadas a cualquier escala, obteniéndose sus efectos globales o bien los de sus constituyentes más elementales.

El establecimiento de modelos conceptuales de fenómenos tales como corrientes de densidad, ondas de gravedad, ondas de Kelvin-Helmholtz, etc. permitirá una rápida identificación y caracterización de los mismos en las series de datos observados. Con ello, la aplicación sistemática del método permitirá dar los primeros pasos hacia una climatología de los mismos y, consecuentemente, abrirá la puerta al desarrollo de nuevas y mejores parametrizaciones de los intercambios turbulentos en la capa límite estable.

El método es aplicado a datos obtenidos en campañas experimentales llevadas a cabo en dos puntos de la cuenca atlántica: SABLES-98 en la meseta central de la Península Ibérica y CASES-99 en la llanura central norteamericana.

Palabras clave: capa límite estable, flujos turbulentos, energía cinética turbulenta, transformada wavelet.

Abstract

At present, the structure and the physical processes taking place in the stable boundary layer are much less known than those of the convective layer are. This fact involves a deficient parameterisation of the turbulent exchanges in numerical weather prediction as well as in climatic models.

A method based on the wavelet transform is presented for the estimation of the turbulent kinetic energy and the heat, momentum, moisture or chemical species fluxes from timeseries of observational data. Results in the range of high frequencies, revealing the turbulence, are compared with those obtained through the traditional method based on the Reynolds decomposition of variables into a mean and a turbulent part. Since the wavelet transform presents a much better performance in the filtering of spectral contributions than the averaging process, results are substantially improved. Improvement is particularly significant in case of weak turbulence and presence of perturbations with a slightly higher scale than the turbulence, that is, in absence of a spectral gap, which is a necessary condition for the Reynolds method to be significant.

Nevertheless, the most significant contribution of the method is its ability to estimate kinetic energy and fluxes at any spectral range. In this way, the wavelet transform turns out to be an excellent tool for the study of the stable boundary layer phenomenology. Events may now be analysed at any scale and the results will reflect either the overall effects of the perturbations or those of their elementary components.

The development of conceptual models of some structures such as density currents, gravity waves or Kelvin-Helmholtz waves would lead to their fast identification and characterisation in observational datasets. A systematic application of the presented methodology would allow taking the first steps towards a climatological description of the stable boundary-layer and, therefore, would open the door to the development of new and better parameterisations of the turbulent fluxes.

The method is applied to observational data recorded during field experiments undertaken in two different sites of the Atlantic basin: SABLES-98 in the central Iberian plateau and CASES-99 in the central North American plains.

Keywords: stable boundary layer, turbulent fluxes, turbulent kinetic energy, wavelet transform.

1. INTRODUCCIÓN

La capa límite planetaria (CLP) es la región inferior de la atmósfera, directamente influida por las condiciones de la superficie subyacente. Estas condiciones, junto con la dinámica y la termodinámica de las capas inferiores de la atmósfera, son las que determinan sus características. La capa límite estable (CLE) es uno de los regímenes de CLP que se observan a menudo, generalmente por la noche. Sus características y los fenómenos que tienen lugar en ella son mucho menos conocidos que los de las capas límite inestable o indiferente. La CLE casi nunca alcanza un nivel de equilibrio (Kaimal y Finnigan, 1994), sino que los perfiles de las distintas magnitudes evolucionan continuamente, apareciendo episodios con distintos tipos de estructuras coherentes como corrientes de densidad, ondas de gravedad o inestabilidades de Kelvin-Helmholtz. Uno de sus rasgos más característicos es la aparición intermitente y esporádica de la turbulencia (Mahrt, 1989; Yagüe y Cano, 1994; Mahrt, 1999). Sin embargo, las causas de esta intermitencia no son aún muy bien conocidas (Horst y Doran, 1986; Mahrt, 1989, 1999; Lenschow et al., 1998).

La falta de conocimiento sobre los intercambios turbulentos en la CLE conlleva una deficiente representación de estos procesos en los modelos numéricos climáticos o de predicción (Delage et al., 2002; Mahrt y Vickers, 2003), lo que constituye uno de los grandes problemas que afronta la predicción numérica en la actualidad.

El conocimiento de la CLE es, básicamente, empírico. Puesto que las observaciones meteorológicas convencionales no poseen la resolución espacial ni temporal adecuadas, los estudios de la CLE se han basado tradicionalmente en campañas experimentales, como SABLES-98 (Cuxart et al., 2000) o CASES-99 (Poulos et al., 2002), diseñadas específicamente para ello. El estudio de la turbulencia se ha basado generalmente en el análisis de series temporales de datos de observación. Y este análisis se ha venido realizando aplicado la descomposición de Reynolds de las distintas variables en un valor medio y una oscilación turbulenta (Hussain y Reynolds, 1970). Con este método, las ecuaciones de la dinámica de fluidos quedan muy simplificadas. No obstante, la elección del periodo de promediado no es un asunto trivial. Una condición básica para la aplicabilidad del método es la existencia de un mínimo espectral alrededor de este periodo de promediado (Monin y Yaglom, 1971). Durante el día, con un perfil vertical inestable o indiferente, la existencia del mínimo espectral es una buena aproximación. Sin embargo, en la CLE las escalas de movimiento ya no están claramente definidas y es muy habitual que este mínimo no esté presente.

En este trabajo, se presentan algunos métodos basados en la transformada *wavelet* que los autores han desarrollado durante los últimos años (Terradellas et al., 2001, 2003; Cuxart et al., 2002) y se destacan sus ventajas sobre los métodos tradicionales basados en la descomposición de Reynolds. La primera consiste en que la transformada *wavelet* presenta una capacidad de filtrar las distintas escalas muy superior al proceso de promediado, con lo cual desaparece la necesidad del mínimo espectral (Cuxart et al., 2002). Por otra parte, el método puede ser aplicado a cualquier escala, con lo cual, los fenómenos de la CLE pueden ser estudiados de una forma totalmente distinta, pudiéndose analizar los efectos globales y los de sus componentes más elementales (Terradellas et al., 2003).

El uso de una función compleja para realizar las transformadas, la función de Morlet, presenta ventajas adicionales. El análisis de las diferencias de fase entre las transformadas de series temporales de una misma variable meteorológica registradas en puntos cercanos permite investigar la estructura horizontal o vertical de los fenómenos estudiados.

En el presente trabajo se muestran algunos ejemplos de aplicación de estos métodos a datos registrados en las dos campañas experimentales citadas anteriormente, que han tenido lugar en regiones situadas a ambos lados de la vertiente atlántica. El primer objetivo consiste en el desarrollo de modelos conceptuales de los distintos fenómenos observados en la CLE, con el fin de poder ser identificados y caracterizados en una futura aplicación sistemática y rutinaria de los métodos descritos. Se espera que ello pueda dar lugar a un conocimiento de las características climatológicas de la CLE que pueda desembocar en nuevas y mejores parametrizaciones de los intercambios de escala inferior a la rejilla en los modelos numéricos.

2. DATOS

Las series temporales empleadas para ilustrar los métodos descritos fueron registradas durante dos campañas experimentales:

- El *Stable Atmospheric Boundary-Layer Experiment in Spain* (SABLES-98), que tuvo lugar en el Centro de Investigación de la Baja Atmósfera (CIBA), cerca de Valladolid en setiembre de 1998. El objetivo de la campaña era el estudio de la CLE en latitudes medias. Los detalles se pueden ver en Cuxart et al. (2000). Los datos utilizados en este trabajo fueron

registrados por varios anemómetros sónicos colocados en una torre de 100 m. Fueron instalados y calibrados por el *Risø National Laboratory*.

- El *Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study* (CASES-99) (Poulos et al., 2002), en octubre de 1999, en Kansas, Estados Unidos. La campaña iba dirigida al estudio de la fenomenología de la capa límite nocturna y a la investigación de los procesos físicos asociados con los regímenes de transición vespertino y matutino. Se utilizan datos registrados por varios anemómetros sónicos instalados por el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) en dos torres de 60 y 10 m.

3. TRANSFORMADA *WAVELET*

En este capítulo se presenta un resumen de los conceptos básicos del análisis *wavelet*. Una descripción más detallada puede verse en numerosos trabajos de referencia (Daubechies, 1991; Farge, 1992; Meyers et al., 1993; Lau y Weng, 1995; Torrence y Compo, 1998).

La transformada *wavelet* es una herramienta matemática que permite el análisis de series temporales no estacionarias. Proporciona simultáneamente información temporal y espectral de las mismas. Contrasta con la transformada de Fourier, la herramienta clásica para el análisis de series temporales, que proporciona únicamente información espectral de la totalidad de la serie analizada.

Una *wavelet* es una función obtenida a partir de una función generatriz, la *mother wavelet*, mediante una traslación y un escalado, de acuerdo con la expresión siguiente:

$$\Psi_{st_0}(t) = \frac{1}{\sqrt{|s|}} \Psi_0\left(\frac{t-t_0}{s}\right) \quad (1),$$

donde s es la escala y t_0 el punto central.

Una condición indispensable es que la función generatriz verifique la condición de admisibilidad que, de acuerdo con Daubechies (1991) puede escribirse:

$$C_\Psi = 2\pi \int_{-\infty}^{\infty} \frac{d\xi |\overline{\Psi}(\xi)|^2}{|\xi|} < \infty \quad (2),$$

donde $\overline{\Psi}(\xi)$ es la transformada de Fourier de $\Psi(\xi)$. Esta condición se satisface si la función generatriz es una función continua de media cero.

La transformada *wavelet* de una serie temporal $f(t)$ a una escala s en un instante t_0 , representada como F_{st_0} , es la convolución de la serie con la *wavelet* trasladada y escalada:

$$F_{st_0} = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) F_{st_0}^*(t) dt \quad (3),$$

donde $F_{st_0}^*$ es el complejo conjugado de F_{st_0} .

Para un buen análisis, sería conveniente elegir una *wavelet* con una función generatriz bien localizada en el tiempo y cuya transformada de Fourier estuviera bien localizada en el espectro. Sin embargo, no existe ninguna función matemática con soporte compacto cuya transformada de Fourier tenga también soporte compacto (Mallat, 1998). De hecho, existe un principio universal que relaciona la incertidumbre temporal y espectral, actuando de un modo similar al principio de Heisenberg en la mecánica cuántica (Farge, 1992). Por otra parte, es conveniente que la *wavelet* tenga una forma similar a los fenómenos que se van a estudiar.

En el presente trabajo, se utiliza la *wavelet* de Morlet, una onda plana modulada por una gaussiana, que puede expresarse como:

$$\Psi_0(t) = e^{-\frac{t^2}{2}} e^{it\omega_0} \quad (4),$$

donde ω_0 es una magnitud adimensional, normalmente designada como frecuencia base. Esta función es especialmente adecuada para analizar fenómenos oscilatorios. Ha sido ampliamente utilizada en distintos campos de la meteorología y la geofísica (Farge, 1992; Meyers et al., 1993; Wang y Wang, 1996; Torrence y Compo, 1998). Al tratarse de una función compleja, la transformada consta de un módulo y una fase. El módulo hace referencia a la similaridad entre la serie y la *wavelet* en un determinado tiempo y escala. La fase en cambio, proporcionará información sobre el desplazamiento de las estructuras. Existe una objeción al uso de la *wavelet* de Morlet: esta función no satisface de forma exacta la condición de admisibilidad, puesto que su valor medio no es exactamente cero. Ello puede solucionarse añadiendo términos correctivos, aunque en la práctica, los errores son despreciables cuando la frecuencia base es igual o mayor que 5 (Farge, 1992).

Una interesante propiedad de la transformada *wavelet* es la conservación de la energía de la serie (Farge, 1992; Mallat, 1998). Si la serie es real y la función generatriz es una función analítica, esta propiedad puede expresarse:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|^2 dt = \frac{2}{C_\Psi} \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} |F_{st_0}|^2 \frac{ds dt_0}{s^2} \quad (5).$$

Esta expresión lleva a la posibilidad de definir una densidad de energía de la serie por unidad de tiempo y escala (Terradellas et al., 2001):

$$\langle f^2 \rangle_{st_0} = \frac{2}{C_\Psi} \frac{|F_{st_0}|^2}{s^2} \quad (6).$$

Esta densidad de energía dependerá, obviamente, de la *wavelet* utilizada. Podrá sustituirse por una densidad de energía por unidad de tiempo y periodo (o frecuencia) mediante la introducción del concepto de periodo equivalente a una escala. Para la *wavelet* de Morlet, este valor fue deducido por Meyers et al. (1993):

$$T = \frac{4\Pi s}{\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2}} \quad (7).$$

La integración de esta densidad de energía sobre un cierto rango de tiempos y escalas (o periodos) puede verse, desde un punto de vista estadístico, como la contribución de estas escalas (o periodos) a la varianza de la serie.

De acuerdo con Cuxart et al. (2002), para cualquier par de funciones reales $f(t)$ y $g(t)$ se puede deducir una propiedad más general:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t)dt = \frac{2}{C_\Psi} \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F_{st_0} G_{st_0}^* \frac{ds dt_0}{s^2} \quad (8),$$

que lleva a definir lo que ellos llaman *I-density*, cuya integración puede ser interpretada como una estimación de la covarianza de las dos series:

$$\langle fg \rangle_{st_0} = \frac{2}{C_\Psi} \frac{F_{st_0} G_{st_0}^*}{s^2} \quad (9).$$

4. CÁLCULO DE ENERGÍA CINÉTICA Y FLUJOS

La energía cinética por unidad de masa (EC) de una partícula de aire en un instante determinado es:

$$EC = \frac{1}{2} (u^2 + v^2 + w^2) \quad (10),$$

donde u, v y w son las tres componentes de la velocidad. Y ello equivale a:

$$EC = \frac{1}{2} \int_0^{\infty} (\langle u^2 \rangle_{st_0} + \langle v^2 \rangle_{st_0} + \langle w^2 \rangle_{st_0}) ds \quad (11)$$

o una expresión similar sustituyendo escala por periodo mediante la expresión (7).

En el estudio de la capa límite no interesa, generalmente, la energía cinética total de la partícula, sino la energía cinética turbulenta (ECT) que es la que puede ser asociada a los intercambios turbulentos. Esta se calcularía restringiendo la integración de la expresión (11) hasta una escala (o periodo) determinada. Sin embargo, además de la ECT, el método descrito permite calcular la EC asociada a cualquier rango de escalas (o periodos).

Siguiendo razonamientos similares pueden calcularse los flujos turbulentos por unidad de masa, tanto horizontales como verticales, de calor, humedad, momento, etc. Véase, por ejemplo, cómo se calcularía el flujo vertical turbulento de calor (FVTC):

$$FVTC = \int_0^{s_1} \langle w\theta \rangle_{st_0} ds \quad (12),$$

donde θ es la temperatura potencial, w la velocidad vertical y s_1 la escala máxima considerada como turbulenta. De la misma forma, puede calcularse el flujo vertical de calor para cualquier rango de escalas (o periodos).

La transformada *wavelet* presenta una cierta incertidumbre, tanto temporal como espectral. La consecuencia de la incertidumbre espectral es un imperfecto filtrado de la serie original, introduciendo contribuciones de escalas indeseadas, así como un imperfecto reparto de las contribuciones entre las distintas escalas. Por otra parte, la incertidumbre temporal implica una evolución suavizada de las magnitudes calculadas, aunque esto último no supone un grave problema, puesto que, en general, el interés se centra más en valores promediados que en los cálculos individuales.

Por su parte, el método clásico para calcular ECT y flujos turbulentos se basa en la idea de que el promediado filtra las bajas frecuencias. Y puesto que este filtrado es bastante deficiente (ver Cuxart et al., 2002), se impone la condición de que exista un mínimo de energía alrededor del periodo de promediado. Puesto que el filtrado que realiza la transformada *wavelet*, aunque imperfecto, es mucho mejor que el anterior, la condición de mínima energía desaparece. Y ello es muy importante, puesto que tal condición rara vez se satisface en la CLE.

Es importante puntualizar que, como se discute en Cuxart et al. (2002), el método *wavelet*, al igual que el método tradicional, mantiene implícitamente la suposición de que la hipótesis ergódica es válida (ver Monin y Yaglom, 1971).

Aunque está aún pendiente de análisis el impacto sobre los resultados, parece conceptualmente interesante la mejora introducida en los cálculos de ECT y flujos turbulentos por Terradellas et al. (2003). Estos cálculos se basan en series temporales registradas mediante instrumentos capaces de ofrecer una alta frecuencia de muestreo. Sin embargo, estos instrumentos no siempre ofrecen una buena respuesta a las oscilaciones de alta frecuencia. Ello puede suceder porque la energía asociada a estas frecuencias quede por debajo del nivel de ruido o bien porque el instrumento sea incapaz de resolver los pequeños remolinos a causa de su propio tamaño (Kaimal y Gainor, 1991; Kaimal y Finnigan, 1994). El método propuesto consiste en estimar primero la frecuencia por encima de la cual las medidas no son fiables y sustituir después la ECT o los flujos asociados a esta banda por

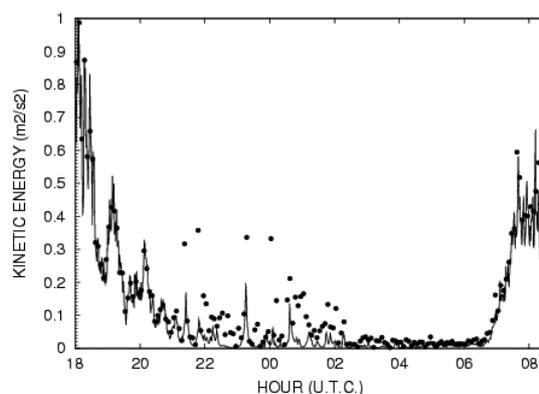
estimaciones basadas en la teoría estadística de la turbulencia homogénea e isotrópica (Kolmogorov, 1941). Para ello es necesario que la fiabilidad de las medidas alcance el subrango inercial -aquél en el cual la turbulencia es homogénea e isotrópica-. Dentro de este subrango, el límite de fiabilidad de los instrumentos puede determinarse fácilmente a partir de la comparación de las pendientes del espectro con las esperadas por la teoría.

5. COMPARACIÓN ENTRE LOS RESULTADOS DEL MÉTODO *WAVELET* Y DEL MÉTODO DE REYNOLDS

Para comparar ambos métodos, se calcula la ECT y el FVTC a partir de datos registrados durante la campaña SABLES-98 la noche 14-15 de setiembre de 1998 a 5.8 m sobre el nivel del terreno (SNT).. El método de Reynolds se aplica con un promediado de 5 minutos. El método *wavelet* con una función de Morlet de frecuencia base 6 como función generatriz y promediando los resultados cada 5 minutos, con el fin de que sean comparables.

En la Figura 1 puede verse cómo la concordancia de los resultados es bastante buena, excepto en el intervalo de 2100 a 0200 UTC. Durante estas horas se observa una importante actividad en la banda de las bajas frecuencias, predominando los periodos alrededor de 16 minutos (Terradellas et al., 2001). En el método de Reynolds, los resultados incorporan una parte de esta energía que, en cambio, es correctamente filtrada por el método *wavelet*. En la figura 2 puede verse cómo, de acuerdo con lo anteriormente dicho, los valores obtenidos mediante el método de Reynolds son casi siempre iguales o superiores a los obtenidos mediante el método *wavelet*.

Fig. 1. Evolución temporal de la ECT calculada mediante el método de Reynolds (puntos) y el método *wavelet* (línea continua) durante la noche 14-15 de setiembre de 1998 a 5.8 m SNT en la campaña SABLES-98. Se observa claramente una sobreestimación en el método de Reynolds entre 2100 y 0200 UTC, intervalo con fuerte actividad en el rango de las bajas frecuencias.

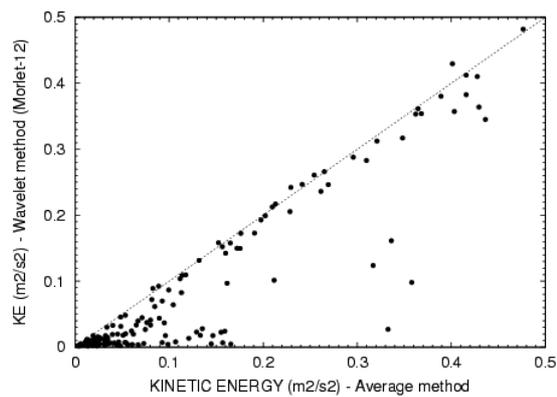


Las conclusiones concuerdan con las obtenidas por Terradellas et al. (2003) a partir del análisis de los datos de la campaña CASES-99. En concreto, durante la noche 17-18 de octubre de 1999 se observa una buena concordancia entre los resultados obtenidos a 1.5 m SNT, donde no se detecta apenas actividad de baja frecuencia (excepto entre 0500 y 0600 UTC). En cambio, a 50 m SNT los resultados son completamente distintos: a esta altura la turbulencia de pequeña escala es apenas perceptible, mientras que existe una gran profusión de estructuras coherentes, con oscilaciones en el rango de las bajas frecuencias.

Algo similar sucede en los cálculos de los flujos turbulentos. Sin embargo, las aportaciones al flujo de cada intervalo espectral pueden ser tanto positivas como negativas, por lo que ambos métodos pueden proporcionar resultados incluso con distinto signo. Esto es relativamente frecuente en los cálculos del FVTC, como es lógico si se tiene en cuenta que su

valor es siempre negativo en la CLE –excepto en alguna zona muy localizada donde el gradiente térmico vertical se pueda invertir durante un breve intervalo de tiempo-; mientras que las estructuras coherentes asociadas a oscilaciones de baja frecuencia conllevan, con frecuencia, flujos verticales de calor positivos que, en el método de Reynolds, pueden afectar al signo de los resultados.

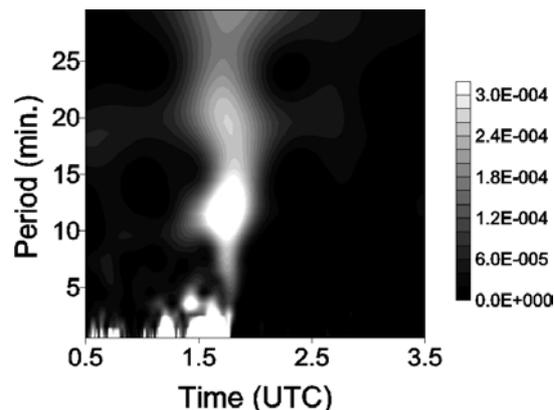
Fig. 2. Valores simultáneos de ECT durante la noche 14-15 de setiembre de 1998 a 5.8 m SNT calculados a partir de datos de la campaña SABLES-98. El método del promediado proporciona datos iguales o superiores a los obtenidos mediante el método *wavelet*.



6. ANÁLISIS DE ALGUNAS ESTRUCTURAS COHERENTES

En este capítulo se muestra el análisis de algunas estructuras detectadas la noche 17-18 de octubre de 1999 durante la campaña CASES-99. El primer caso corresponde a una corriente de densidad estudiada anteriormente por Sun et al. (2002). El segundo, a un tren de ondas de gravedad. Ambos episodios se analizan con más detalle en Terradellas et al. (2003).

Fig. 3. Representación tiempo-periodo de la densidad de EC por unidad de periodo a 55 m SNT el día 18 de octubre de 1999 durante la campaña CASES-99. Se observan claramente máximos en tres bandas espectrales.

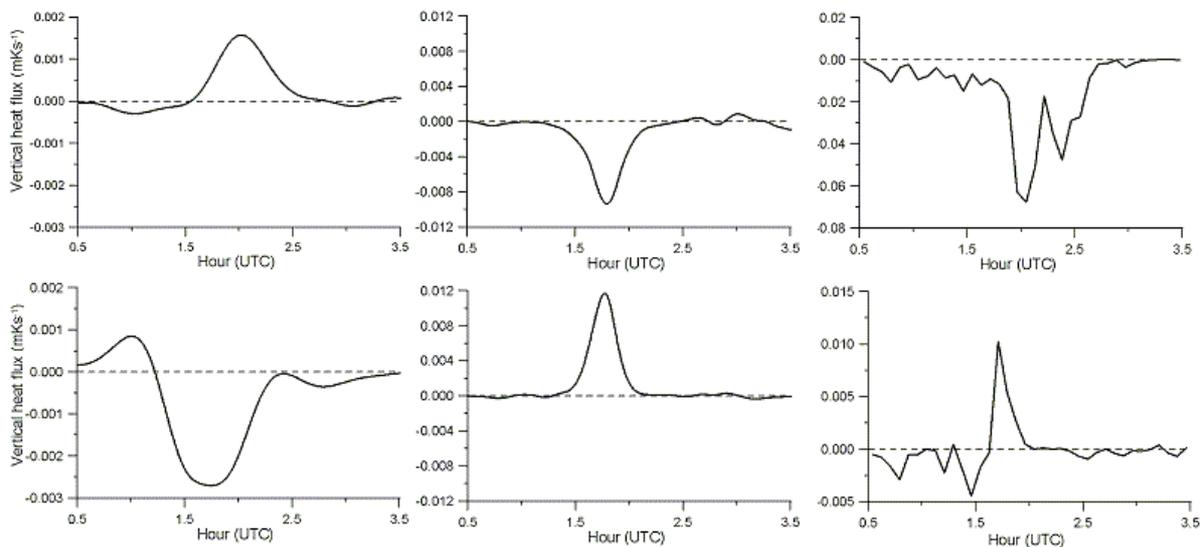


En la representación de la ECT a 55 m SNT (Figura 3) puede verse una importante perturbación entre 0130 y 0200 UTC. Su forma, alargada verticalmente, corresponde a un fenómeno no oscilatorio, puesto que la actividad no se circunscribe a una frecuencia bien definida. En la imagen pueden distinguirse máximos de energía al menos en tres bandas espectrales distintas: periodos inferiores a 5 minutos, periodos entre 10 y 15 minutos y periodos alrededor de 20 minutos, lo cual hace pensar que se trata de un fenómeno complejo.

Aunque para los cálculos se ha usado la *wavelet* de Morlet con una frecuencia base de 6, lo que proporciona una considerable incertidumbre espectral, los mínimos entre las tres bandas mencionadas aparecen con claridad en todos los niveles, desde 30 hasta 55 m SNT.

El análisis del flujo vertical de calor (FVC) a distintas alturas y para distintos rangos espectrales (Figura 4) proporciona una información que permite una descripción más detallada del episodio, discriminando elementos de distintas escalas. Se puede destacar en primer lugar que el FVC para periodos entre 5 y 15 minutos es positivo en el nivel más alto - 55 m- y negativo más abajo, al contrario de lo que sucede para periodos entre 15 y 25 minutos. La explicación más verosímil para este hecho consiste en una masa de aire frío que se mueve hacia abajo (FVC positivo), se calienta adiabáticamente, alcanza el nivel de equilibrio y lo sobrepasa, convirtiéndose en una corriente cálida (FVC negativo). Ello explicaría el perfil de flujos para periodos entre 5 y 15 minutos. Este esquema -la caída de una masa más fría que el entorno-, corresponde a una corriente de densidad y debería complementarse, por continuidad, con una corriente cálida moviéndose en sentido inverso. Ésta es la que queda representada en el rango de periodos entre 15 y 25 minutos: una masa cálida que asciende (FVC positivo), se enfría adiabáticamente, alcanza su nivel de equilibrio y lo sobrepasa, convirtiéndose en una corriente fría (FVC negativo). Algunos estudios (por ej. Simpson, 1997 y Fulton et al., 1990) avalan la formación de remolinos en el frente de corrientes de densidad. En el presente caso, se producirían inestabilidades cuando el aire cálido se desplaza encima de la masa fría, produciendo una fuerte turbulencia (Figura 3) y un FVTC positivo (Figura 4). Sin embargo, la parte inferior de la columna permanece estable, con lo que no se observa esta fuerte turbulencia y el FVTC continúa siendo negativo.

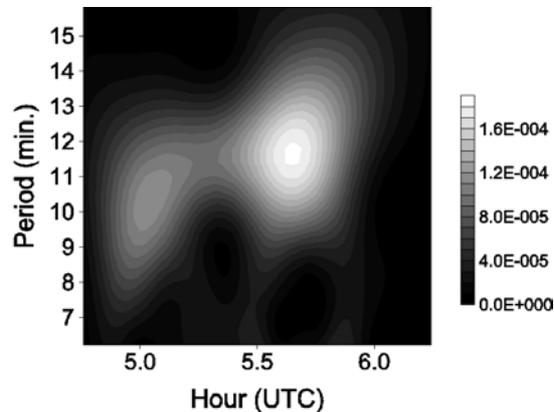
Fig. 4. FVC (izq. arriba) a 5 m SNT para periodos entre 15 y 25 minutos, (izq. abajo) a 55 m SNT para periodos entre 15 y 25 minutos, (centro arriba) a 30 m SNT para periodos entre 5 y 15 minutos, (centro abajo) a 55 m SNT para periodos entre 5 y 15 minutos, (der. arriba) a 1.5 m SNT para periodos menores de 5 minutos y (der. abajo) a 40 m SNT para periodos menores de 5 minutos.



En el segundo episodio, el análisis de la EC producida por oscilaciones de periodos relativamente grandes muestra claramente la presencia de fuertes oscilaciones entre 0500 y 0600 UTC (Figura 5). Aunque la EC ha sido calculada mediante la *wavelet* de Morlet con frecuencia base 6, los valores altos están restringidos a una banda espectral relativamente estrecha, con máximos entre 10 y 12 minutos. Estas oscilaciones poco dispersivas sugieren la presencia de ondas internas de gravedad (IGW) propagándose. La presencia de IGW con periodos de 12 minutos se menciona ya en el informe del experimento (Poulos et al., 2002), elaborado tras el primer análisis de los datos realizado mediante la *wavelet* de Haar. Figuras

muy similares a la anterior se obtienen para todas las alturas por debajo de 30 m SNT. A 30 m SNT la señal es débil pero aún visible, pero no más arriba, donde la columna, estratificada casi neutralmente, no es compatible con la propagación de ondas.

Fig. 5. La representación tiempo-periodo de la densidad de EC por unidad de periodo a 10 m SNT refleja un comportamiento oscilatorio.



En Terradellas et al. (2003) se analiza tanto la estructura vertical como la horizontal de estas oscilaciones, calculándose longitudes de onda y velocidades mediante el método de la diferencia de fase de las transformadas descrito en Terradellas et al. (2001). Tras este análisis se llega a la conclusión de que se trata de un tren de IGW que asciende, aumenta progresivamente su longitud de onda vertical y posteriormente desciende tras haber sido reflejado en una capa de aire estratificada casi neutralmente alrededor de 35 m SNT.

7. CONCLUSIONES

En primer lugar, se puede destacar que las técnicas basadas en la transformada *wavelet* permiten realizar un análisis sistemático de series de datos de observación de la capa límite. Estos métodos permiten, de una forma fácil, detectar y caracterizar fenómenos que a menudo están presentes en las capas bajas de la atmósfera. Hay que hacer énfasis en la capacidad de estas técnicas para analizar las diferentes escalas que tienen un papel activo en la dinámica de la capa límite. Permiten, además, indagar en las interacciones entre fenómenos de diferentes escalas.

En el ámbito de la turbulencia de pequeña escala, el método *wavelet* proporciona mucho mejores estimaciones de los momentos turbulentos que el método tradicional basado en la descomposición de Reynolds, debido, sobre todo, a sus mejores cualidades como filtro. La capacidad del método para filtrar oscilaciones de baja frecuencia elimina la necesidad de un mínimo de energía entre las frecuencias altas y bajas.

En el ámbito de las bajas frecuencias, el método permite la detección y caracterización de estructuras coherentes. Su capacidad para analizar episodios a escalas muy diversas proporciona una mejor comprensión de algunas estructuras que a menudo están presentes en la capa límite.

Finalmente se puede intuir que estudios sistemáticos en esta dirección pueden producir modelos conceptuales de las estructuras más corrientes y de los mecanismos involucrados en la dinámica de la capa límite estable y pueden ayudar a mejorar sus parametrizaciones en los modelos numéricos, tanto de predicción como climáticos.

REFERENCIAS

- 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', *Boundary-Layer Meteorol.* **96**, 337-370.
- Cuxart, J., Morales, G., Terradellas, E., y Yagüe, C.: 2002, 'Study of coherent structures and estimation of the pressure transport terms for the nocturnal stable boundary layer', *Boundary-Layer Meteorol.* **105**, 305-328.
- Daubechies, I.: 1992, *Ten Lectures on Wavelets*, Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, PA, 354 pp.
- Delage, Y., Bartlett, P. A., y McCaughey, J. H.: 2002, 'Study of 'soft' night-time surface-layer decoupling over forest canopies in a land-surface model', *Boundary-Layer Meteorol.* **103**, 253-276.
- Farge, M.: 1992, 'Wavelet transforms and their applications to turbulence', *Annu. Rev. Fluid Mech.* **24**, 395-457.
- Fulton, R., Zrníc, D. S., y Doviak, R. J.: 1990, 'Initiation of a Solitary Wave Family in the Demise of a Nocturnal Thunderstorm Density Current', *J. Atmos. Sci.* **47**, 319-337.
- Horst, T. W., y Doran, J. C.: 1986, 'Nocturnal drainage flow on simple slopes', *Boundary-Layer Meteorol.* **3**, 263-286.
- Hussain, A. K. M. F., y Reynolds, W. C.: 1970, 'The mechanics of an organized wave in turbulent shear flux', *J. Fluid. Mech.* **41**, 241-258.
- Kaimal, J. C., y Gaynor J.E.: 1991, 'Another look at sonic thermometry', *Boundary-Layer Meteorol.* **56**, 401-410.
- Kaimal, J. C., y Finnigan, J. J.: 1994, *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement*, Oxford University Press, New York, 289 pp.
- Kolmogorov, A. N.: 1941, 'Dissipation of energy in a locally isotropic turbulence', *Dokl. RAN* **32**, 141.
- Lau, K. M., y Weng, H.: 1995, 'Climate signal detection using wavelet transform: how to make a time series sing', *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **76**, 2391-2402.
- Lenschow, D. H., Li, X. S., Zhu, C. J., y Stankov, B.B.: 1998, 'The stably stratified boundary layer over the Great plains. Part I: Mean and turbulence structure', *Boundary-Layer Meteorol.* **42**, 95-121.
- Mahrt, L.: 1989, 'Intermittency of atmospheric turbulence', *J. Atmos. Sci.* **46**, 79-95.
- Mahrt, L.: 1999, 'Stratified Atmospheric Boundary Layers', *Boundary-Layer Meteorol.* **90**, 375-396.
- Mahrt, L., y Vickers, D.: 2003, 'Formulation of Turbulent Fluxes in a Stable Boundary Layer', *J. Atmos. Sci.* **60**, 2538-2548.
- Mallat, S.: 1998, *A Wavelet Tour of signal Processing*, Academic Press, San Diego, 620 pp.
- Meyers, S. D., Kelly, B. G., y O'Brien, J. J.: 1993, 'An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: with application to the dispersion of Yanai waves', *Mon. Weather Rev.* **121**, 2858-2866.
- Monin, A. S., y Yaglom, A. M.: 1971, *Statistical Fluid Mechanics: Mechanics of turbulence*, MIT Press, Cambridge, MA.
- Poulos, G. S., Blumen, W., Fritts, D.C., Lundquist, J. L., Sun, J., Burns, S.P., Nappo, C., Banta, R. Newsom, R., Cuxart, J., Terradellas, E., Balsley, B., y Jensen, M.: 2002, CASES-99, A comprehensive investigation of the Stable Boundary layer', *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **83**, 555-581.
- Simpson, J. E.: 1997, *Gravity Currents in the Environmental and the laboratory*, Cambridge University Press, 244 pp.
- Sun, J., Burns, S. P., Lenschow, D. H., Banta, R., Newsom, R., Coulter, R., Fraiser, S., Ince, T., Nappo, C., Cuxart, C., Blumen, W., Lee, X., y Hu, X-Z: 2002, 'Intermittent Turbulence Associated with a Density Current passage in the Stable Boundary Layer', *Boundary-Layer Meteorol.* **105**, 199-219.
- Terradellas, E., Morales, G., Cuxart, J., y Yagüe, C.: 2001, 'Wavelet Methods: Application to the Study of the Stable Atmospheric Boundary Layer under Non-Stationary Conditions', *Dyn. Atmos. Oceans* **34**, 225-244.
- Terradellas, E., Soler, M. R., Ferreres, E., y Bravo, M.: 2003, 'Analysis of oscillations in the atmospheric stable boundary-layer using wavelet methods', *Boundary-Layer Meteorol.* (en revisión).
- Torrence C., y Compo G. P.: 1998, 'A practical guide to wavelet analysis', *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **79**, 61-78
- Wang, B., y Wang, Y.: 1996, 'Temporal structure of the southern oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis', *J. Climate* **9**, 1586-1598.
- Yagüe, C., y Cano, J. L.: 1994, 'The influence of stratification on heat and momentum turbulent transfer in Antarctica', *Boundary-Layer Meteorol.* **69**, 123-136.