

# Estimaciones de las Densidades Espectrales en las Irregularidades del Viento para la Campaña Pyrex

Manuel Pulido y Giorgio Caranti

Facultad de Matemática, Astronomía y Física - Universidad Nacional de Córdoba  
Ciudad Universitaria - (5010) - Córdoba - Argentina  
e-mail: pulido@roble.fis.uncor.edu

Se realizan estimaciones de la distribución de energía espectral en números de onda verticales de perfiles verticales (PSD) de las irregularidades de la temperatura utilizando las mediciones realizadas por radiosondas en dos estaciones de la campaña Pyrex (Pyreneos Experiment). Los PSD son caracterizados a través de un número de onda característico (el lugar donde la cola espectral comienza), amplitud de la cola espectral y pendiente de ésta. Especial énfasis es dado en el tratamiento de las rutinas numéricas para el cálculo del PSD, en particular, se comparan los resultados obtenidos por el método clásico del periodograma a los obtenidos con el método del "preblanqueo" a los fines de evaluar los efectos de la pérdida interna y la determinación del flujo medio a través de un filtrado de los números de onda bajos y ajuste del perfil por un polinomio cúbico. La mayor sensibilidad de los métodos es en los bajos números de onda.

We perform estimations of the power spectral densities of vertical profiles using temperature irregularities measured by radiosondes launched from two stations of the Pyrex campaign. PSDs are parametrized by a characteristic wavenumber (where the spectral tail starts), the amplitude and the slope of the spectral tail. We are specially interested in the sensibility of numerical routines used to carry out the PSD parameters. The results given by the periodogram method are compared to the prewhitening method in order to estimate the internal leakage effect. It is also compared the effects on the PSD of the extraction of the mean wind with a filter versus a third order polynomial fit. The greatest sensibility is at low vertical wavenumbers.

## 1 INTRODUCCIÓN

En condiciones ideales durante el movimiento de masas de aire en la atmósfera la vorticidad potencial es conservada. Sin embargo, cuando estas parcelas de aire intercambian energía con el sistema, por ejemplo a través de la radiación, existe un forzamiento sobre estas. Otro de los fenómenos que fuerzan a las parcelas es a través de la interacción con fenómenos de pequeñas escalas. En particular las ondas de gravedad se propagan en la atmósfera transportando energía desde el lugar de generación hacia donde son absorbidas.

Una ilustración clara de la importancia que este forzamiento tiene sobre la circulación general ha sido mostrada por Lindzen, 1981 [1] y numerosas investigaciones posteriores, donde se explica la inversión en el gradiente horizontal de la temperatura en la mesosfera debido a la energía entregada por ondas de gravedad que se propagan desde bajas alturas.

Los modelos de circulación general introducen este forzamiento a través de parametrizaciones del campo ondulatorio, en forma espectral (Manzini, et al. 1997 [2]). Para lo cual es de fundamental importancia contar con una cuantificación de la energía del campo en función de la latitud, altura y estación del año (Allen y Vincent, 1995 [3]).

Una de las principales fuentes de información de la

pequeña escala es obtenida a través de radiosondeos. Sin embargo, debido a la dificultades que se presentan en las mediciones existe una fuerte dependencia de los resultados del análisis tanto de la instrumentación utilizada (Suzuki y Asahi, 1978 [4]) como de la técnicas numéricas involucradas en el análisis (Dewan y Grossbard, 2000 [5]; Pulido y Caranti, 2000 [6]).

A los fines de continuar analizando la sensibilidad de los resultados al tratamiento numérico en este trabajo analizamos los radiosondeos de la campaña Pyrex la cual dada la intensidad de lanzamientos de radiosondeos tanto como de la cercanía de los sitios donde se lanzaron presenta características ideales para este propósito.

## 2 TRATAMIENTO DE LOS DATOS

Los radiosondeos se lanzaron desde 9 estaciones ubicadas en la cercanías de los Pirineos durante los tres meses que duró la campaña, la cual esta documentada en [7]. Las variables medidas fueron altura, posición (horizontal y vertical), presión, velocidad horizontal, ángulo azimutal, temperatura y temperatura de rocío. Las mediciones se realizan cada  $\approx 50m$  de altura. Sin embargo solo para dos estaciones (Pau y Pamplona) los datos tienen esta resolución en el resto

de las estaciones la densidad de outliers resulta en una resolución de unos  $\approx 300m$  resolución demasiado baja para el estudio de la cola espectral.

En este trabajo se optó en todo punto donde se encuentra un outlier, este punto es extraído del análisis a los fines de mantener la información básica que tiene el perfil. La técnica comúnmente utilizada de realizar una interpolación de vecinos agrega información en la pequeña escala.

Luego se realiza un equiespaciado mediante interpolación cúbica con una resolución de 40 m y extracción de la media a través ya sea de un filtro pasa bajos (fijado en longitudes de onda de aproximadamente la mitad del intervalo) o de un ajuste cúbico del perfil, una comparación de estos procesos es mostrada en la siguiente sección.

La temperatura es la única variable útil para análisis de PSDs ya que los datos de velocidad poseen una suavización que no conserva las amplitudes de modos con longitudes de onda menores a 500 m. Para que los cuadrados de la temperatura normalizada representen la actividad de ondas, se define a ésta como,

$$T_{n1} = \frac{g}{N} \frac{T_1}{T_0}$$

donde  $N$  es la frecuencia de Brunt Vaisala,  $T_1$  es la perturbación de temperatura y  $T_0$  es el perfil de temperatura del entorno.

Para la disminución de los efectos de pérdida a longitudes de onda pequeñas se utiliza y compara el clásico ventaneo de Hanning con la técnica de "prewhitening y postdarkening" descrita en este contexto en [5]. La ventana de Hanning está definida para el elemento  $k$ -ésimo por

$$w_k = \frac{1}{2} [1 - \cos(2\pi(k-1)/L)]$$

donde  $L$  es la cantidad de datos del perfil.

En el cálculo del periodograma se utiliza la rutina FFT (Fast Fourier Transform). El coeficiente  $j$ -ésimo de la transformada de Fourier es

$$H_j = \sum_k u(z_k) \exp\left(-i \frac{jz_k}{L\Delta z}\right)$$

donde  $\Delta z$  es la resolución. Por lo tanto el periodograma viene normalizado [ $m^3 s^{-2} cy^{-1}$ ] por

$$PSD_j = \frac{2\Delta z}{L} |H_j|^2$$

Una vez aplicado el periodograma  $PSD_j$  los valores son corregidos por el tiempo de respuesta del sensor de temperatura el cual en la estratosfera es de 8s; dado que la velocidad de ascenso media es de  $5 m s^{-1}$  tenemos que la constante de corrección es  $\beta = 40m$  [3].

Los parámetros que se calculan a partir del periodograma (PSD) y que se utilizan como una caracterización del campo de ondas son: amplitud (correspondiente a una longitud de onda de 1 km), pendiente de

la cola espectral y el número de onda donde esta la máxima amplitud  $m_*$  [3].

### 3 SENSIBILIDAD DEL ANÁLISIS

La utilización de espectros para representar a las mediciones realizadas trae aparejada la dificultad de cuantificar espectralmente el error en la determinación de la energía de cada modo. Esta incerteza tiene dos contribuciones principales una debido a la incerteza en sí de la medición y por otro lado el error que se produce en el tratamiento numérico debido principalmente a que no se cuenta con un perfil continuo, ni con un intervalo lo suficientemente largo comparado con las escalas de las perturbaciones. La principal motivación de este trabajo es cuantificar el error debido a ambas contribuciones en los parámetros característicos del PSD.

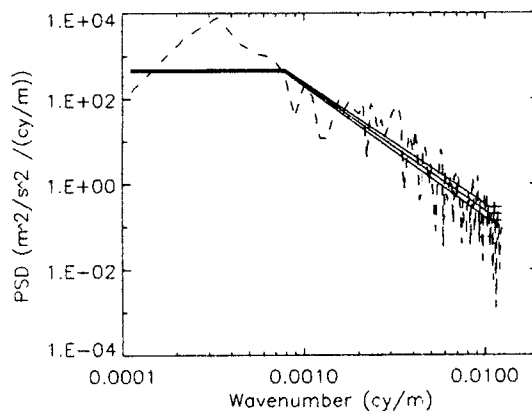


Figura 1: Densidad de potencia espectral para un perfil de temperatura (línea a trazos). Línea continua representa el PSD calculado con los parámetros medios de los perfiles generados y la desviación de los modos

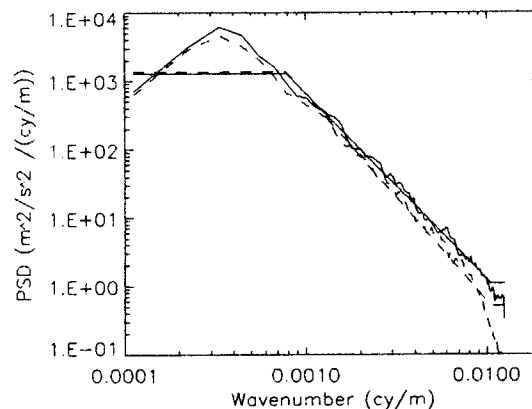


Figura 2: PSD medio estratosférico (11-20 km) correspondiente a 61 radiosondeos realizados en Pau. Línea continua corresponde al cálculo con mediciones de altura, línea a trazos alturas derivadas del balance hidrostático a partir de las presiones

### Incerteza en las mediciones

No existe una técnica para la cuantificación de las incertezas espectrales producidas por la incertezas de medición de los datos de entrada. La estimación que nosotros desarrollamos consiste en, a partir de una incerteza media en la determinación de la temperatura, se generaron perfiles con valores de temperaturas al azar dentro del intervalo de incertezas.

	Original	Media $\sigma_T$	Media $2\sigma_T$
Amplitud	253	225±23	178±23
Pendiente	-3.13	-2.98±0.11	-2.63±0.13

Table 1: Perfil de temperaturas del día 317.25, estación Pamplona. Intervalo de alturas entre 11 a 20 km. Amplitudes en  $\left[\frac{m^3}{cy s^2}\right]$

La incerteza asignada a la temperatura es  $\sigma = 0.1K$  correspondiente al último dígito significativo de la medición. En tabla 1 se muestran los resultados correspondientes al perfil original, y las medias de 100 perfiles con asignaciones al azar dentro del intervalo de la desviación. La asignación al azar influye principalmente en los altos números de onda de la cola espectral aumentando la amplitud de estos modos. Fig. 1 muestra el rango de amplitudes posibles para cada modo.

La sensibilidad en los parámetros que surge de la incerteza en la medición de la altura, puede ser analizada a través de la comparación con la alturas determinadas a través de la presión mediante la ecuación de equilibrio hidrostático. Para comparar los PSD que dan ambos métodos se utilizaron 61 radiosondeos lanzados desde Pau (Fig. 2). Asumiendo como eje X de la serie de tiempo a las alturas medidas la amplitud media de los PSDs fue de  $650 m^3 s^{-2} cy^{-1}$  y la pendiente media  $-2.72$ . Mientras si se utiliza como coordenada X a la log-presión la amplitud es de 637 y la pendiente  $-3.03$ .

### Incerteza en la determinación del viento medio

Pasamos ahora a estudiar la sensibilidad en la determinación de los parámetros con respecto a las técnicas numéricas utilizadas. Un hecho que ha generado discusión es la determinación del viento medio. En la literatura existen dos técnicas ampliamente utilizadas, ajuste cúbico del perfil y filtrado pasa alto.

Las desventajas que tiene el filtrado es que dado que el perfil del viento medio no tiene solución ondulatoria, ensuciamos a los grandes números de onda con energías correspondientes al viento medio.

	Ajuste	$\lambda_c = 4km$	$\lambda_c = 5$	$\lambda_c = 6$
Amplitud	677	650	648	647
Pendiente	-2.71	-2.72	-2.78	-2.72
$\lambda_a$ [km]	2.99	2.99	2.99	2.99

Table 2: Parámetros medios correspondientes a 61 radiosondeos en Pau, amplitudes son dadas en  $\left[\frac{m^3}{cy s^2}\right]$

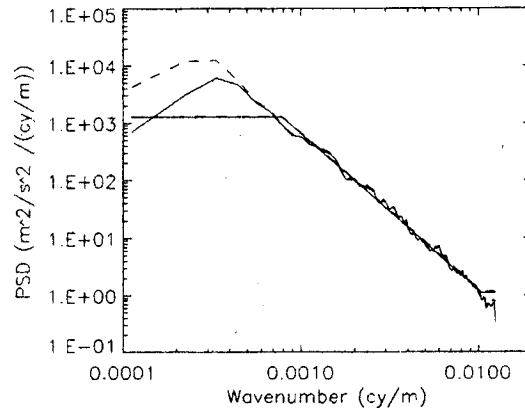


Figura 3: PSD medios estratosfericos en Pau correspondientes a filtrado en 4 km (línea continua) y ajuste cúbico (a trazos). Se superponen los ajustes lineales de la cola espectral

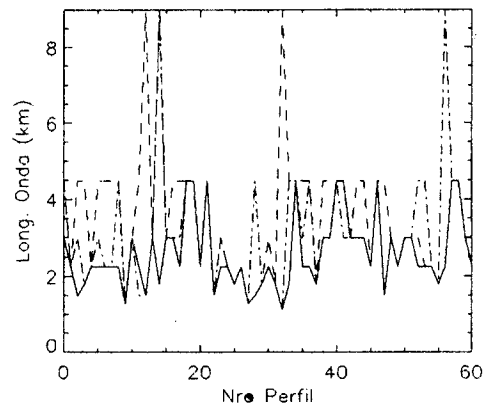


Figura 4: Longitudes de onda correspondientes a los armónicos con longitud de onda máxima. Línea continua filtro en 4 km, punto y raya filtro en 6km y a trazos ajuste cúbico

El ajuste cúbico tiene problemas para ciertos perfiles medios, que no son ajustables a una cúbica, dejando partes del perfil medio sin ajustar y por lo tanto éstas son asignados al campo de ondas. Ajustes de mas altos órdenes no pueden ser realizados ya que estaríamos eliminando parte del campo de ondas.

En tabla 2 mostramos los parámetros medios de los radiosondeos lanzados desde Pau que alcanzan la altura de 20km. Fig 3 muestra los PSD medios y fig 4 las longitudes de onda de los armónicos con máxima amplitud.

### Incerteza debido a la "discretización" de los datos

Dado que las mediciones tienen un intervalo finito (además comparable a las longitudes de ondas dominantes), los datos tienen una resolución demasiado baja y la mediciones contienen datos erróneos, estos hechos crean discontinuidades artificiales en el perfil, resultando en una contaminación en los altos números

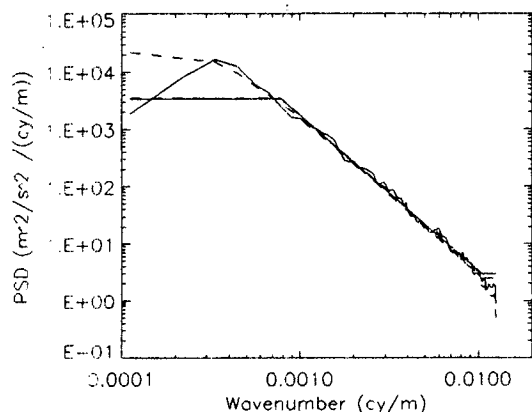


Figura 5: PSD medios estratosfericos en Pau correspondientes a ventana de Hanning (línea continua) y preblanqueo (a trazos). Se superponen los ajustes lineales de la cola espectral

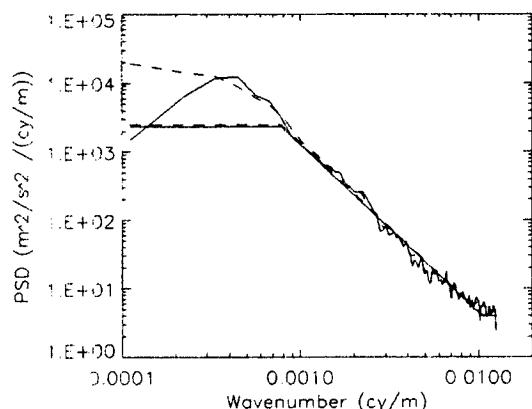


Figura 6: PSD medios estratosfericos en Pamplona correspondientes a ventana de Hanning (línea continua) y preblanqueo (a trazos). Se superponen los ajustes lineales de la cola espectral

de onda por la denominada pérdida interna [6], con leyes de potencias propias de -2 y -4, correspondiendo a discontinuidades en la función y en la derivada, respectivamente.

Dewan and Grossard propusieron la aplicación del método de preblanqueo y posterior "darkening" para disminuir estos efectos. Ellos aplicaron la técnica a perfiles generados teóricamente con aparente satisfactorios resultados.

Las corridas se realizaron para dos estaciones. En el caso de Pau (Fig. 5) con ventana de Hanning la pendiente es -2.72 y la amplitud espectral 1742 con el método de preblanqueo -2.79 y 1742 respectivamente. Los radiosondeos de Pamplona (Fig. 6) tienen una media de -2.47 y 1287, mientras para preblanqueo es de -2.48 y 1367.

#### 4 CONCLUSIONES

Existen grandes diferencias en los espectros cuando se asigna la coordenada X a la log-presión en lugar de la altura. Esta asignación produce un suavizado del perfil el cual resulta en amplitudes menores (y por lo tanto pendientes menores) en los altos números de onda. Una forma de corregir este problema podría ser que la constante de altura tenga correcciones debido a los cambios de temperatura, pero no hemos analizado las consecuencias de esto.

Las incertezas en la medición de la temperatura pueden llevar a errores en la determinación de las pendientes de 0.3.

Se ha mostrado que el método de preblanqueo permite una alternativa válida para el análisis de la pequeña escala con parámetros altamente confiables comparados al clásico método de ventaneo. Con respecto a los números de onda bajos no presenta el característico "spectral knee", pero de hecho el proceso de ventaneo altera fuertemente los modos altos por lo cual una posible conclusión de cual método es óptimo en el análisis amerita más estudios.

Las distintas alternativas que se presentan para la identificación del perfil medio, no mostraron dependencias con la longitud de onda característica (Tabla 2) sin embargo en el análisis por perfil si se observa una tendencia (Fig 4). En particular el ajuste cúbico tiene mayores amplitudes en los números de onda bajos (como puede ser también notado en Fig 3).

Los efectos de pérdida no son completamente extraídos con la técnicas empleadas en este trabajo como resulta evidente en los altos números de onda de Fig 4. Estos efectos provienen de perfiles con energías ondulatorias muy baja. Conclusión que también puede ser observada en otros análisis (Allen and Vincent).

#### Referencias

- [1] Lindzen R. S., *J. Geophys. Res.*, **86**, 9707-9714 (1981).
- [2] Manzini E., N. McFarlane and C. McLandress, *J. Geophys. Res.*, **102**, 25751-25762 (1997).
- [3] Allen, S. and R. Vincent, *J. Geophys. Res.*, **100**, 1327-1350 (1995).
- [4] Suzuki, S. and M. Asahi, *J. Met. Soc. Japan*, **56**, 61-64 (1978).
- [5] Dewan E. and N. Grossbard, *J. Geophys. Res.*, **105**, 4667-4683 (2000).
- [6] Pulido M. and G. Caranti, *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1473-1478 (2000).
- [7] Bougeault, P and R. Benoit, *La base de données PyrEx*. Notes de Centre National de Recherches Meteorologiques (1992).