

# CLIMATOLOGÍA DE ONDAS EN EL LÍMITE DEL VÓRTICE ANTÁRTICO

M. Pulido\* y G. Caranti

Facultad de Matemática Astronomía y Física (FaMAF) - Universidad Nacional De Córdoba  
Ciudad Universitaria - (5000) - Córdoba - Argentina  
e-mail: pulido@roble.fis.uncor.edu

Se analizan perfiles verticales de viento entre 0 a 30 km de altura. Se estiman las características del campo de ondas presentes en las perturbaciones del viento. Se observa una alta variabilidad en la energía, correlacionada con la temperatura media estratosférica. La dirección del campo no está relacionada a la posible generación de ondas de montaña. Se proponen y testean posibles procesos para explicar el bajo contenido de energía ondulatoria observado, estos son, rompimiento de ondas, debido a inestabilidades dinámicas y/o convectivas y el corrimiento hacia grandes longitudes de ondas verticales debido al perfil del viento medio.

Vertical profiles of wind, temperature, pressure between 0 to 30 km of altitude are analyzed. The characteristic of the wave field are estimated in the wind perturbation. A high variability of the gravity wave activity is observed, correlated to the stratospheric mean temperature. The wave field direction is not related to the possible generation of mountain waves. We propose and test processes to explain the observed low wave energy content. The tested processes are wave saturation due to dynamic and convective instabilities and the Doppler shifting to large vertical wavelength due to background wind conditions.

## I. INTRODUCCIÓN

Existe un gran número de trabajos en las dos últimas décadas que remarcan la influencia de las ondas de gravedad en la determinación de la circulación de gran escala (Lindzen 1981<sup>(1)</sup>; Holton 1982<sup>(2)</sup>). Debido a esto, es bastante clara la necesidad de contar con parametrizaciones de la actividad de ondas, a fin de tener en cuenta el transporte de momento de ondas de gravedad en simulaciones de la circulación estratosférica (Hamilton, 1991<sup>(3)</sup>, Fritts y VanZandt, 1993<sup>(4)</sup>).

El conocimiento que actualmente tenemos de las características de ondas en la atmósfera, está basado en mediciones con radares perfiladores de viento en tierra, cohetes-sonda, balones, radiosondas, las cuales nos permiten cuantificar el campo de ondas y sus variaciones latitudinales, estacionales y con la altura.

Pocos estudios han sido realizados en el Hemisferio Sur, en cuanto a la caracterización del campo de ondas estratosférico y sus dependencias con la latitud. Allen y Vincent (1995)<sup>(5)</sup> estudiaron observaciones realizadas en Australia y la Antártida calculando espectros de potencias de perfiles verticales de las fluctuaciones de temperatura normalizada. Ellos concluyen que los espectros permanecen aproximadamente invariantes con el tiempo y la ubicación geográfica a excepción de la base situada en la Antártida. Donde fue notado que las amplitudes en los altos números de onda no son consistentes con los límites de saturación teóricos dados por Smith et al. (1987)<sup>(6)</sup>.

Las mediciones de la actividad de ondas en altas latitudes, revisten especial interés, debido a que pueden tener un importante rol en la contraversia sobre la permeabilidad del vórtice antártico, como fue probado

por Pierce et al. (1994)<sup>(7)</sup>, éstas tienen un fuerte impacto sobre el mezclado en el "jet polar".

En este trabajo:

1. Se analizan radio-sondeos lanzados desde Ushuaia, este sitio resulta ideal para la comparación del campo de ondas de la zona "surf" y el vórtice antártico.
2. Se establece una fuerte dependencia, en la estratosfera baja, de la actividad de ondas con la estructura de gran escala (en particular con el perfil de viento medio, razón de mezcla de trazadores y temperatura media).
3. Se argumenta acerca de los posibles mecanismos que están actuando sobre el campo de ondas, estos son, saturación de onda, falta de generación de ondas o corrimiento hacia grandes longitudes de onda.

## II. TRATAMIENTO DE LOS DATOS

Los datos corresponden a 25 sondeos de presión, velocidad, temperatura y humedad, lanzados en Ushuaia (54.8° S, 68.5° O) desde el 25 de octubre hasta el 21 de diciembre de 1995.

El rango de altura cubierto por los radio sondeos es de 0 a alrededor de 30 km, con una resolución media de 50 m. Los datos para los cuales la presión no fue monótona fueron rechazados.

Para trabajar con datos equiespaciados se utilizó una rutina de spline cúbico, con distancias de 40 m. Datos con diferencias en las velocidades mayores a 1 m/s, fueron rechazados, y se asigna una interpolación entre puntos vecinos.

La perturbación del viento se obtiene mediante un filtrado de 1 km a 7 km. El perfil filtrado se interpreta como el campo de ondas (Scavuzzo et al. 1998)<sup>(8)</sup>.

Para medir la actividad de ondas del perfil (también llamada energía ondulatoria) se utilizó la suma de las varianzas de la velocidad horizontal, esto es:

\* Autor a quién debe dirigirse la correspondencia.

$$E_0 = \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2)$$

donde  $u'$  es la perturbación zonal y  $v'$  es la perturbación meridional.

Para caracterizar el campo de ondas se realizaron transformadas de Fourier de los perfiles y se calcularon los parámetros de Stokes, energía  $I$ , anisotropía  $D$ , polarización lineal  $P$ , polarización circular  $Q$ ,<sup>(9)</sup> los cuales son sumados sobre todos los números de onda (Pulido et al. 1997)<sup>(10)</sup>.

La dirección del eje mayor de la elipse se define como

$$\tau = \frac{1}{2} \arctan\left(\frac{P}{D}\right);$$

teniendo en cuenta la correlación entre la velocidad en el eje mayor y la temperatura de corte se puede obtener la dirección de propagación del campo de ondas (Hamilton, 1991)<sup>(3)</sup>.

Otra característica de significancia para el campo de ondas de gravedad es el sentido de rotación del vector velocidad que nos determina la dirección de propagación de la energía. El porcentaje de energía en rotación horaria, el cual en el hemisferio Sur corresponde a propagación hacia abajo (parámetro de Coriolis negativo), es dado por:

$$\delta = \frac{I+Q}{2Q}$$

La razón de los ejes de la elipse de polarización, es dada por:

$$AR = \cot\left(\frac{1}{2} \arcsin \frac{Q}{I}\right)$$

este parámetro puede ser interpretado también como el grado de direccionalidad y de coherencia que hay en el perfil. Altos valores de AR indican un perfil con un campo de ondas no muy defenido (Pulido et al. 1997)<sup>(10)</sup>.

Los parámetros fueron calculados para alturas troposféricas (de 2 a 9 km) y en la estratosfera en el rango de alturas de 14 a 24 km.

### III. RESULTADOS

En las figuras 1 y 2 se muestran la actividad de ondas para alturas troposféricas (2-10km) y alturas estratosféricas (10-23 km) respectivamente.

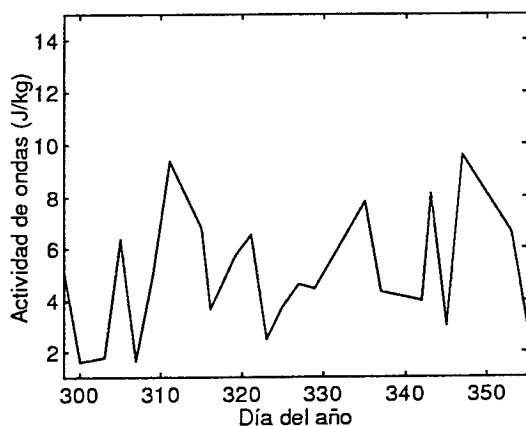


Fig 1: Actividad de ondas para alturas troposféricas (2-10 km) para una ventana de filtrado de 1-7km. Eje X es el número de día del año, desde 25/09 hasta el 21/12 de 1995.

De las energías estratosféricas y la observación de los perfiles se pueden obtener dos tipos de comportamientos antagónicos. Los grandes picos en la energía tienen propagación de energía hacia arriba,  $\delta$  entre 0.31, para el día 305, y valores de 0.03 (351), por otro lado hay perfiles con energía ondulatoria muy baja, con un campo de ondas no coherente (no tienen un sentido de rotación definido). Por ejemplo el perfil 309 tiene una energía de 3.55 J/kg y AR=38.2.

Existen para el día 323 y 331 picos en los perfiles de velocidad que podrían ser asociados con una generación de ondas de montaña pero los perfiles de viento en superficie (obtenidos de ECWMF, para las 6 AM mientras los sondeos se lanzaron a partir de las 8 AM) no muestran un viento que atraviese alguna orografía de la zona, la dirección de la onda (-15° y 102°) no está asociada con la dirección de los vientos en superficie (entre -80° a -100° y -10° a -30°). A partir de la rotación de la velocidad no fue posible determinar propagación de ondas debajo de la probable onda de montaña ( $\delta$  troposféricas de 0.24 y 0.51), consecuencia de la transitoriedad de una onda de montaña, Eckermann y Vincent, 1989<sup>(8)</sup>.

Las grandes diferencias que hay en la actividad de ondas están relacionadas a la estructura de la gran escala, los días con alta actividad tienen un viento medio con jet en la tropopausa típico de la estructura de medias latitudes; mientras los días con bajo contenido de energía ondulatoria corresponde a perfiles medios (o de background) con altos vientos de corte verticales estratosféricos (monótonamente crecientes en troposfera-estratosfera) generados por el viento térmico; los cuales corresponden a la estructura del límite del vórtice antártico.

La existencia del vórtice en Ushuaia puede ser corroborada con los mapas de ozono (los grandes gradientes de razón de mezcla indican el límite del vórtice antártico); en éstos se puede observar que en días de baja actividad hay grandes gradientes de razón de mezcla en la zona de Ushuaia (Fig. 3), mientras cuando hay estructura de jet en tropopausa el vórtice se encuentra bastante hacia el Sur de este lugar (Fig 4).

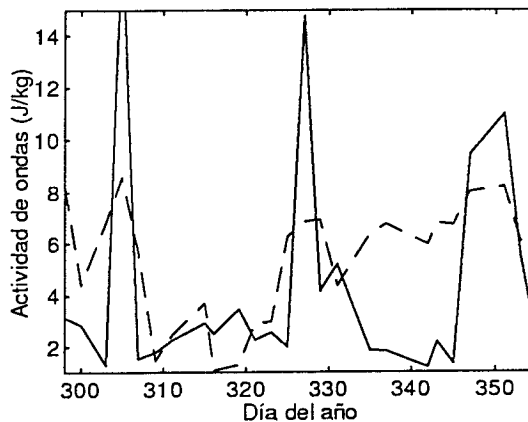


Fig 2: Actividad de ondas para alturas estratosféricas (10-25 km) para una ventana de filtrado de 1-7km. Eje X, ídem Fig 1. A trazos temperatura media estratosférica, normalizada.

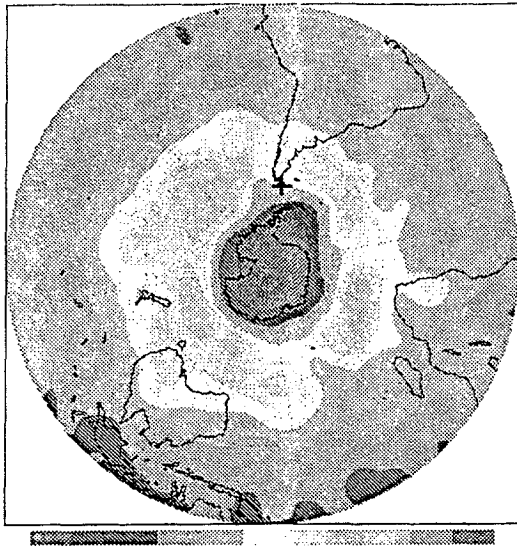


Fig 3. TOVS Total Ozone Analysis, Climate prediction Center/NCEP/NWS/NOAA. 10/27/95(300) Escalas de izquierda (menor, 180 ppm) a derecha (mayor, 450 ppm)

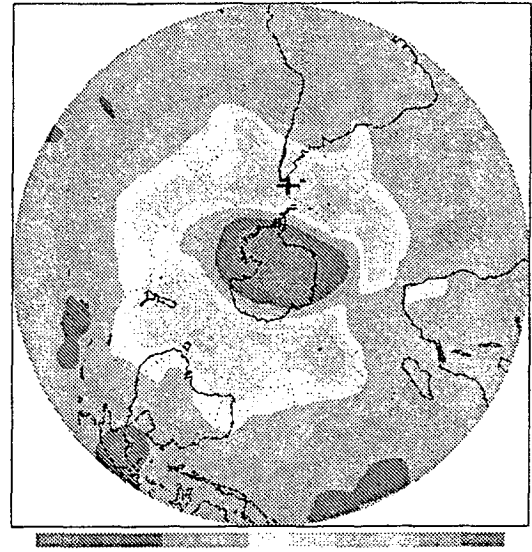


Fig 4. TOVS Total Ozone Analysis, Climate prediction Center/NCEP/NWS/NOAA. 11/01/95(305). Escalas idem fig. 3.

Otra forma de verificar la correspondencia es observando la temperatura media estratosférica (el calentamiento propio del ciclo solar ocurre en escalas de tiempo mayores). A fin de comparar con la energía ondulatoria en fig. 2 se ha superpuesto la temperatura media estratosférica.

Tres tipos de hipótesis pueden explicar esta dependencia de la energía ondulatoria con la estructura de gran escala:

1. Hay un predominio de fuentes; en regiones de medias o bajas latitudes lo cual explicaría lo observado. Esto no concuerda con las conclusiones de Alexander (1998) <sup>(12)</sup>.

2. La estructura de gran escala asociada con el vórtice antártico provoca el rompimiento de ondas de gravedad que se propagan de medias latitudes.

3. El perfil del viento medio hace que las ondas de gravedad cambien su longitud de onda hacia valores grandes (>10 km) y disminuya su amplitud por lo cual las ondas formarían parte del perfil de viento medio.

Note que éstas hipótesis no son contrapuestas, más aún, probablemente todas estén influyendo en los resultados obtenidos.

### IIIa. Saturación y rompimiento de ondas?

Si se comparan las E troposféricas y estratosféricas, en particular en los días 307 a 322 y 335 a 345, teniendo en cuenta que las ondas se propagan verticalmente y que debido al descenso de la densidad, se esperan mayores amplitudes para la estratosfera, el hecho de que esto no sea observado sugiere que hay rompimiento de ondas.

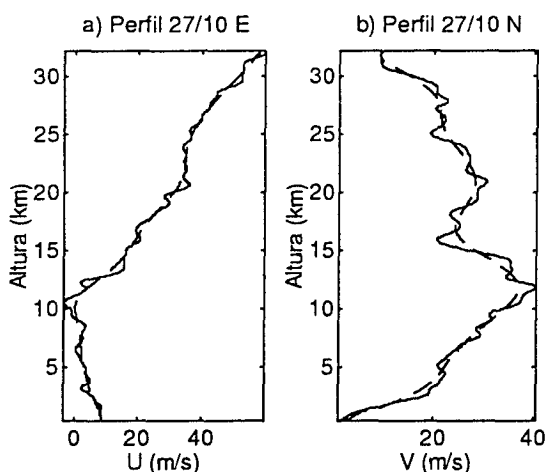


Fig. 3 a) Perfil de viento medio zonal (a trazos), perturbación zonal (continua) para el día 300. b) Perfil de viento medio meridional (a trazos) y perturbación meridional (continua)

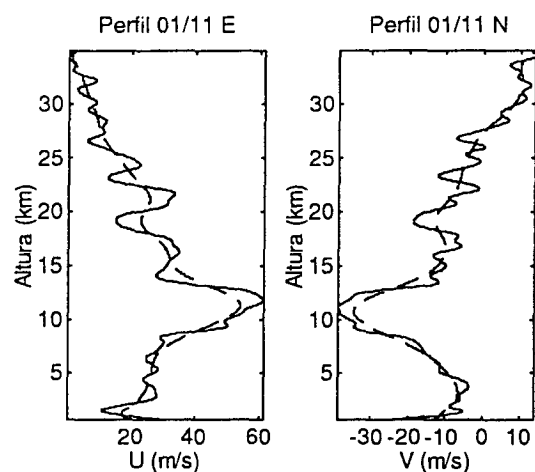


Fig 4 a) y b) Idem 3 para el perfil 305.

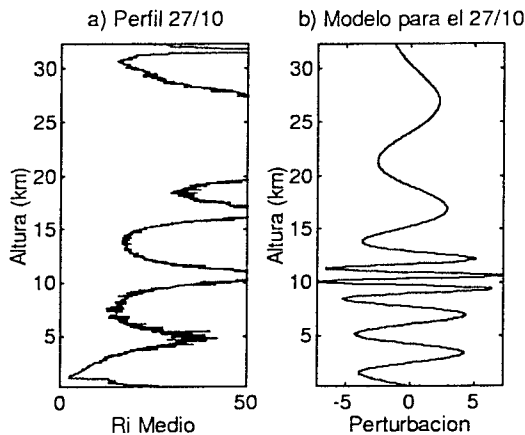


Fig. 7. a) Número de Richardson para el background, b) perfil modelado con las condiciones de entorno para el día 300

Para estudiar la saturación de ondas debido a inestabilidades, utilizamos el número de Richardson el cual tiene como condición para la inestabilidad dinámica,  $Ri < \frac{1}{4}$ , donde,

$$Ri = \frac{N^2}{(\partial_z u')^2 + (\partial_z v')^2}$$

Siendo  $N$  la frecuencia de Brunt Väisälä. Esta condición incluye a la inestabilidad convectiva ( $N^2 = 0$ ).

Pruebas de esta condición fueron realizadas para  $N$ ,  $u$  y  $v$  medios en dos perfiles característicos, como se puede notar en la fig.7a) y 8a) no hay grandes diferencias en la estabilidad de los perfiles, esto es razonable si se tiene en cuenta que el viento de corte estratosférico es el mismo para el jet polar que para el jet de medias latitudes la diferencia esta en el signo.

Para probar la hipótesis 3, En la fig. 7b) y 8b) se muestra la progogación de una onda de corte de gravedad en el perfil medio observado, tomando la velocidad de fase 0 (Alexander, 1998)<sup>(12)</sup>, y la dirección de propagación medida ( $-92^\circ$  el 300 y  $25^\circ$  el 305). Al no existir disipación en el modelo la onda en el punto crítico crece indefinidamente, por lo tanto estos resultados no son válidos en la capa crítica.

Este modelo responde cualitativamente bien a las longitudes de onda observadas. Las ondas del perfil 300 entre 0 y 18 km serían removidas por el filtrado (longitudes de onda de 1-7 km). Estando limitados a esta ventana de filtrado por los rangos de altura de las observaciones, menores a 20 km en estratosfera.

#### IV. CONCLUSIONES

De observaciones realizadas en Ushuaia se concluye que existe una alta correlación en la actividad de ondas con la estructura de gran escala. Se observaron bajas energías en escalas de 1-7 km dentro del jet polar.

Estos resultados son corroborados si se reanalizan los obtenidos en la estación Davis por Allen y Vincent (1995); el aumento de energía observado en alturas estratosféricas se da en el momento que el vórtice se ha roto. Mientras la energía media anual por ellos obtenida es menor a la mitad de la obtenida en otras estaciones

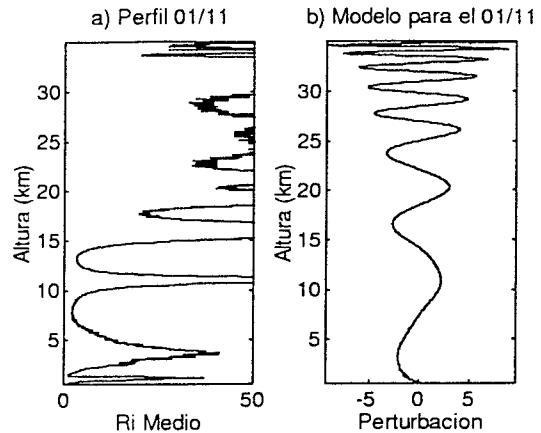


Fig. 8. a) y b) Idem Fig. 7 para el día 305

La hipótesis de corrimiento de longitudes de onda debido a los grandes vientos medios hacia el Este es la mas representativa en este estudio, sin embargo no se ha podido analizar el rompimiento debido a puntos críticos y la estructura horizontal debido a la falta de información. Para esto harían falta sondeos más periódicos en el tiempo (con períodos de 6 hs al menos) e información de las variaciones de los vientos medios en planos horizontales.

Estudios de la actividad de ondas y el rompimiento de estas en altas latitudes son de importancia para determinar la permeabilidad del vórtice (Mo et al. 1998)<sup>(11)</sup>. Esperamos que futuros trabajos puedan esclarecer cual de los planteos establecidos aquí es el que da cuenta de lo observado.

#### Agradecimientos

Este trabajo fue comenzado durante una visita del Dr. Teitelbaum. Se agradece a los Sres. G. Talamoni, G. Karamanian, O. Barturen, del Servicio Meteorológico nacional.

#### Bibliografía

- 1 - Lindzen R. S., J. Geophys. Res., **86**, 9707-9714 (1982).
- 2 - Holton J., J. Atmos. Sci., **44**, 2497-2507 (1983).
- 3 - Hamilton, K, J. Geophys. Res., **96**, 20831-20839 (1991).
- 4 - Fritts D. C. and T. E. VanZandt, J. Atmos. Sci., **50**, 3685-3694. (1993)
- 5 - Allen, S. J. and R. A. Vincent, J. Geophys. Res., **100**, 1327-1350 (1995).
- 6 - Smith S. A., D. C. Fritts and T. E. VanZandt, J. Atmos. Sci., **44**, 1404-1410 (1987).
- 7 - Pierce, R. B., *et al.*, J. Atmos. Sci., **51**, 2957-2972 (1994)
- 8 - Eckermann S. D. and Vincent R.A., Pure Appl. Geophys., **130**,263-286(1989).
- 9 - Scavuzzo M., M. Lamfri, H. Teitelbaum. and F. Lott. J. Geophys. Res., in press.
- 10 - Pulido M., M. Lamfri, M. Scavuzzo and G. Caranti,: Aceptado en Anales AFA97 (1997).
- 11 - Mo R., O. Buhler and M. E. McIntyre, Q. J. Roy. Meteorol. Soc., in press.
- 12 - Alexander M. J., J. Geophys. Res., **103**, 8627-8640 (1998).