

UN TEMPORAL DE VIENTO EN EL RÍO DE LA PLATA

Norma E. Possia^{1,2}, Luciano Vidal^{1,3} y Claudia C. Campetella^{1,2}

¹ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. FCEN – UBA

² Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera. CONICET-UBA

³ Servicio Meteorológico Nacional – CONICET
Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido 23 de abril de 2010, en su versión final 7 de diciembre de 2010)

RESUMEN

Durante los días 23 y 24 de agosto de 2005 un intenso ciclón se desarrolló sobre el Río de la Plata. Los vientos sostenidos sobre la costa uruguaya superaron los 80 km h^{-1} por más de dos horas, alcanzado un valor máximo de 100 km h^{-1} , produciendo cuantiosos daños materiales. En las primeras doce horas de desarrollo (9 a 21 HOA) la ciclogénesis tuvo característica explosiva. En Carrasco (Uruguay) y Aeroparque (Argentina) las ráfagas máximas alcanzaron los 174 y 110 km h^{-1} respectivamente, entre las 18 y 21 hs HOA del 23 de agosto, mientras el sistema se desplazaba rápidamente al sudeste.

El objetivo de este trabajo es encontrar los mecanismos físicos que condujeron al rápido desarrollo y la intensidad de este sistema. Este estudio muestra gran influencia de las velocidades verticales asociadas a la convección generalizada que ocurrió sobre el centro-este de Argentina. Relacionada a estas velocidades verticales, la convergencia de masa unida a la vorticidad (término de la divergencia en la ecuación de la tendencia de la vorticidad) en niveles bajos llevan a la rápida profundización.

Palabras clave: ciclón, Río de la Plata, ráfagas, daños

A WINDSTORM IN LA PLATA RIVER

ABSTRACT

During the August 23 and 24, 2005 a severe cyclone developed on the La Plata River, producing sustained winds of about 80 to 100 km h^{-1} on the Uruguayan coast, where damage was extensive. In the first 12 hours of development (9 to 21 LT) was characteristic of the explosive cyclogenesis. Gust winds of 174 and 110 km h^{-1} were recorded at Carrasco (Uruguay) and Aeroparque (Argentina) stations, respectively, between 18 and 21 LT, August 23, while the system was moving quickly to the southeast. The aim of this study is to find the physical mechanisms leading to the rapid development and intensity of this system. This study shows great influence vertical velocities associated with widespread convection in the region. Linked to these vertical velocity, mass convergence coupled with the vorticity (divergence term in the equation of the vorticity tendency) at low levels leads to the strong deepening.

Keywords: cyclone, La Plata river, windgust, damage.

1. INTRODUCCIÓN

A partir del primer modelo de desarrollo de ciclones extratropicales propuesto por Bjerknes (1919), muchos fueron los estudios realizados hasta el presente para comprender su formación, desarrollo y posterior decaimiento. En particular para la región sur de Sudamérica y a partir de datos observacionales, Rivero (1971), Rivero y Ereño (1972), Necco (1982a y b), Gan y Rao (1991) y Sinclair (1996) encontraron que las ciclogénesis se producen dentro de un cinturón zonal comprendido entre los 25° y 65° S con dos máximos, uno en la región sur mesopotámica (Litoral) con mayor frecuencia en invierno y otro en la región del litoral patagónico donde la máxima frecuencia ocurre en verano. Simmonds y Keay (2000), encuentran, utilizando los reanálisis del NCEP para el período 1958-97, que la zona del Río de la Plata es favorable para el desarrollo de ciclogénesis durante el invierno. Respecto de los ciclones explosivos Lim y Simmonds (2002) encuentran que la zona del Río de la Plata y el mar adyacente presentan la máxima frecuencia de ocurrencia de ciclones explosivos de la cuenca del Atlántico sur, entre los meses de marzo a noviembre. Possia (2004) estudió las ciclogénesis explosivas al este de 70° O utilizando reanálisis del ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecast) con una resolución horizontal de 1,25° x 1,25°, encontrando entre los meses de junio y noviembre un máximo de frecuencia de estos sistemas en las inmediaciones del Río de la Plata y océano Atlántico circundante. Estos estudios climatológicos demuestran que la zona del Río de la Plata es una zona con alta frecuencia de ocurrencia de ciclogénesis.

Con respecto a estudios realizados para diagnosticar y pronosticar situaciones conducentes a ciclogénesis sobre el territorio argentino, Seluchi (1995) estudió 54 eventos de ciclogénesis de la región del Litoral. Dicho autor encontró que éstas se asocian a ciclones frontales que se desarrollan sobre la región de mayor contraste térmico, cuando un máximo de vorticidad ciclónica en niveles medios se desplaza hacia el este cruzando la cordillera de los Andes.

Los posibles factores que contribuyen al desarrollo de sistemas ciclónicos y los procesos críticos que favorecen la rápida ciclogénesis, se pueden sintetizar de la siguiente manera (Uccellini, 1990):

a) para que ocurra ciclogénesis debe haber una superposición de procesos dinámicos entre la alta y baja troposfera y b) la interacción entre los procesos diabáticos y dinámicos favorecen la tasa de profundización, especialmente de aquellos procesos diabáticos relacionados con la liberación de calor latente y aquellos que reducen la estabilidad estática en la troposfera baja. Respecto del primer factor citado, varios trabajos muestran que la presencia de los Andes modifica la estructura vertical de las ondas baroclínicas, la distribución vertical de los flujos meridionales de calor y por consiguiente el desarrollo baroclínico de las ondas (Gan y Rao 1994 y 1996, Berbery y Vera 1996, Vera y otros 2002, Campetella y Vera 2002, Possia y otros 2003, entre otros). Con respecto al segundo factor, Vera y otros (2002) y Seluchi y Saulo (1998), Possia (2003) encuentran que en los casos asociados a abundante precipitación, la liberación de calor latente por condensación es el mecanismo más importante que intensifica el movimiento de ascenso al este del ciclón. En casos de ciclogénesis explosivas, Possia y otros (2003), encuentran que el calor diabático produce un desacople en los campos de vorticidad de niveles altos y bajos. Plant y otros (2003) llama a estas ciclogénesis que profundizan el sistema ciclónico en superficie y crean vorticidad anticiclónica en altura a través del calor diabático, ciclogénesis tipo C, agregando un tipo a la clasificación de Petterssen y Smebye (1971) Aunque los ciclones que sufren un período de rápido desarrollo parecen tener características comunes, no hay acuerdo si existe un único factor detonante de tal desarrollo y cuál es ese factor, Wang y Rogers (2001).

El objetivo de este trabajo es encontrar los mecanismos físicos que condujeron al rápido desarrollo de una ciclogénesis ocurrida entre el 23 y 25 de agosto de 2005 en la región del Río de la Plata. La Figura 1 muestra la posición del mínimo de presión desde las 12 UTC del 23 a las 18 UTC del 25 de agosto donde puede observarse el desplazamiento rápido al sudeste y el desarrollo explosivo del sistema en las primeras 12 horas. Los fenómenos de tiempo significativo más importantes asociados a este sistema fueron el viento sostenido fuerte y las ráfagas sobre la costa uruguaya que superaron los 170 km h⁻¹, provocando cuantiosos daños y pérdidas humanas.

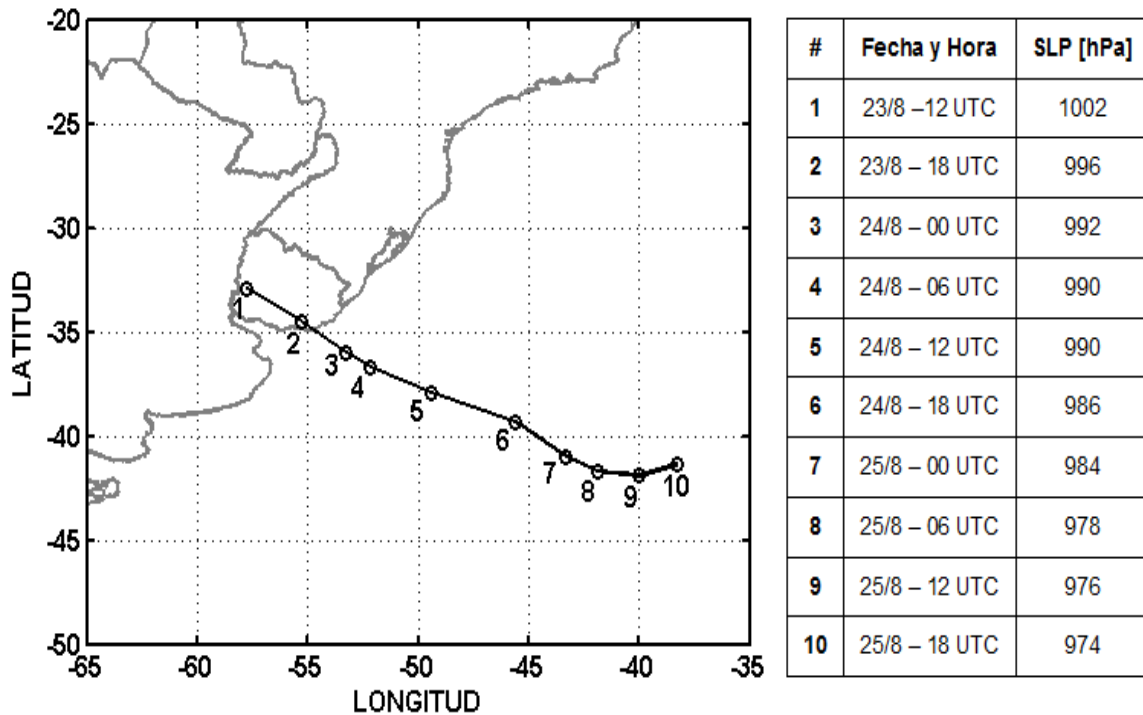


Figura 1: Trayectoria del centro del ciclón entre las 12 UTC de 23 de agosto y las 12 UTC del 25 de agosto de 2005.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

En el estudio de sistemas sinópticos que desarrollan parte de su ciclo de vida sobre regiones oceánicas, tanto la información satelital como los análisis o los reanálisis son de fundamental importancia a la hora de detallar la evolución de este tipo de sistemas. Entonces, para describir el ciclo de vida del ciclón y estudiar los procesos dinámicos y termodinámicos asociados se utilizaron los análisis operativos del NCEP (Nacional Center for Environmental Prediction) de las 00, 06, 12 y 18 UTC con una resolución horizontal de 1° x 1° y 26 niveles de presión. Para realizar el análisis horario de las variables meteorológicas se utilizaron las observaciones de las estaciones sinópticas de Argentina y Uruguay. Este análisis fue complementado con los datos de viento de la boya Pilote Norden ubicada en el Río de la Plata interior (34° 37' S – 57° 55' O). Además se utilizaron las imágenes de satélite GOES 12 en los canales 3 y 4 (WV e IR, respectivamente). Para estimar los procesos que tuvieron mayor preponderancia en el desarrollo de esta ciclogénesis, se evaluaron los términos de las ecuaciones de

vorticidad y termodinámica. Este método fue propuesto por Lau y Lau (1992) en la evaluación de procesos dinámicos y termodinámicos de perturbaciones tropicales de escala sinóptica en verano. En el análisis de casos, esta metodología de trabajo fue utilizada por Possia y otros (2003). Los procesos desde el punto de vista dinámico son analizados a través de la ecuación de la vorticidad en el presente formato:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V}_H \cdot \nabla \zeta - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \mathbf{k} \cdot (\nabla \omega \times \frac{\partial \mathbf{V}_H}{\partial p}) - (\zeta + f) \nabla \cdot \mathbf{V}_H - \beta v \tag{1}$$

donde: ζ es la componente vertical de la vorticidad relativa, \mathbf{V}_H el viento horizontal, ∇ el operador diferencial nabla a presión constante, ω la velocidad vertical en el sistema isobárico, f el parámetro de Coriolis, β el parámetro Rossby y v la componente meridional del viento. La expresión de la ecuación termodinámica utilizada en este trabajo es:

$$\frac{\delta Q}{dt} = \frac{C_p T}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V}_H \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad [2]$$

donde: C_p es el calor específico del aire seco a presión constante, δQ un diferencial no exacto de calor y θ la temperatura potencial.

Los procesos más relevantes a tener en cuenta para esta situación son aquellos provenientes de los cambios de estado.

Los distintos términos de las ecuaciones utilizadas, involucran el cálculo de derivadas espaciales y temporales. Las primeras se aproximaron por diferencias centradas de segundo orden. Las derivadas locales en la ecuación de vorticidad se evaluaron como la suma de los términos del miembro derecho de la Ecuación 1, mientras que en la ecuación termodinámica la derivada local se calculó a través de un esquema centrado de cuarto orden.

3. FENÓMENOS DE TIEMPO SIGNIFICATIVO Y ENTORNO SINÓPTICO

3.1 Tiempo significativo

El 23 de agosto de 2005 comienza a desarrollarse una ciclogénesis sobre el Litoral argentino, que se profundiza rápidamente hacia la tarde de ese día a medida que se desplaza hacia el sudeste (Fig. 1). Según la definición de Sanders y Gyakum (1980), un ciclón se clasifica como explosivo si cumple el siguiente criterio:

$$\frac{\Delta P}{24hs} \geq \frac{24hPa}{24hs} \frac{\text{sen}\varphi}{\text{sen}60}$$

Para un ciclón que se profundiza en una latitud media de 35° , el descenso de la presión debe ser de 16 hPa/24hs. Por lo tanto, el caso estudiado en este trabajo no puede considerarse explosivo según la definición mencionada. Sin embargo, considerando un período de 12 hs (Rogers y Bosart 1986 y Wash y otros 1992), entre las 12 UTC del 23 y las 00 UTC del 24 de agosto, la profundización fue de 10 hPa/12hs (Fig. 1), por lo que puede considerarse un desarrollo explosivo en ese lapso de tiempo.

La Figura 2 muestra la marcha de la presión al nivel medio del mar (PNMM) para las estaciones Aeroparque Buenos Aires (Buenos Aires, Argentina) y Carrasco (Montevideo, Uruguay), donde se

observa la rápida caída de presión principalmente en la estación uruguaya.

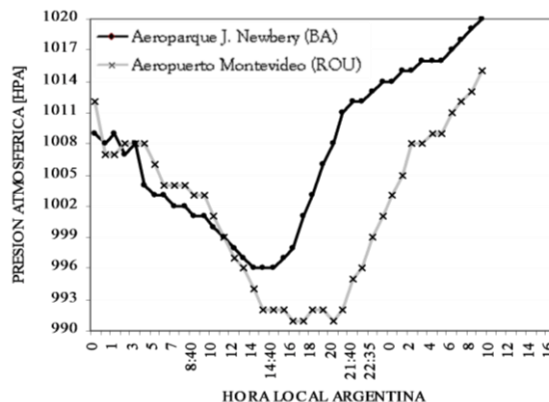


Figura 2: Marcha de presión al nivel medio del mar para Aeroparque (Buenos Aires) y Carrasco (Montevideo), entre las 00 horas del 23 y las 17 horas del 24.

Asociados a la profundización explosiva del sistema se registran ráfagas de viento muy fuertes, que en algunas zonas alcanzan los 190 km h^{-1} , principalmente en la región sur y sudeste de Uruguay. Las Figuras 3 y 4 muestran las marchas horarias de viento sostenido y ráfagas registradas en Aeroparque Buenos Aires, Carrasco y Pilote Norden. En Carrasco, el pico máximo de viento sostenido se registra a las 21:40 hora local (00:40 UTC) con $98,2 \text{ km h}^{-1}$, mientras que las ráfagas a esta hora alcanzaban valores cercanos a los 174 km h^{-1} .

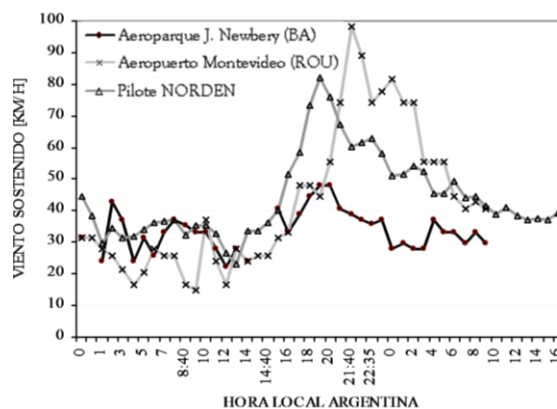


Figura 3: Marcha horaria del viento sostenido en las estaciones del Aeroparque (Buenos Aires), Carrasco (Montevideo) y Pilote NORDEN (Río de la Plata), entre las 00 horas del 23 y las 17 horas del 24.

Por su parte, tanto en Aeroparque como en Pilote Norden, la velocidad máxima de viento se registra aproximadamente a las 19:00 hora local (22:00 UTC) con 48 y 82 km h⁻¹ respectivamente y ráfagas de 106 km h⁻¹. Entonces, las ráfagas más intensas se produjeron en las últimas 6 horas del período que puede considerarse como desarrollo explosivo.

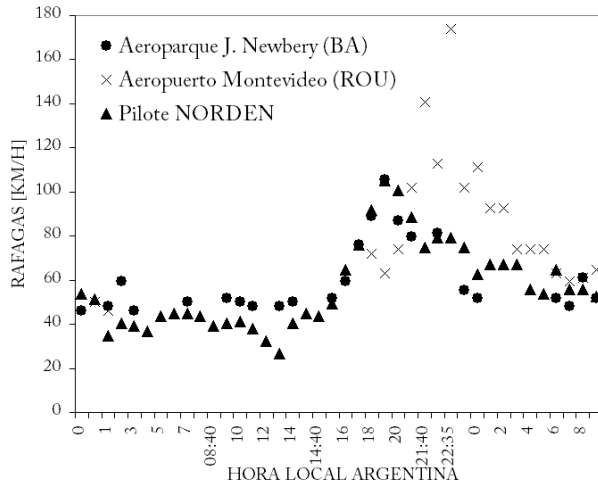


Figura 4: Ídem Fig. 3 para las ráfagas de viento.

Estos vientos intensos coinciden con fuertes gradientes de tendencia trihoraria de presión observados en las estaciones sinópticas, como muestra la Figura 5. Con la finalidad de estimar el efecto de estos fuertes gradientes de tendencia, se utiliza la aproximación del viento isalobárico. Los valores correspondientes a dicha aproximación alcanzan 160 km h⁻¹ entre las 15 y las 18 horas (Fig. 5a) y 288 km h⁻¹ en los dos periodos entre las 18 y 00 horas (Fig. 5b y c). Cabe destacar que, aunque estos resultados simulan el efecto de la rápida profundización y desplazamiento del sistema, son sólo una estimación en la que no se ha tenido en cuenta la influencia de la capa límite (Yung 1974). Como consecuencia de los intensos vientos, en Uruguay se registra un saldo de ocho personas fallecidas y decenas de heridos. Los daños materiales más importantes se debieron a la caída de cientos de árboles que obstruyeron el tránsito, no solo en las ciudades sino también en las rutas nacionales que parten de la ciudad capital, autos aplastados, muros derribados, cortes en el tendido eléctrico, voladura de techos y semáforos dañados.

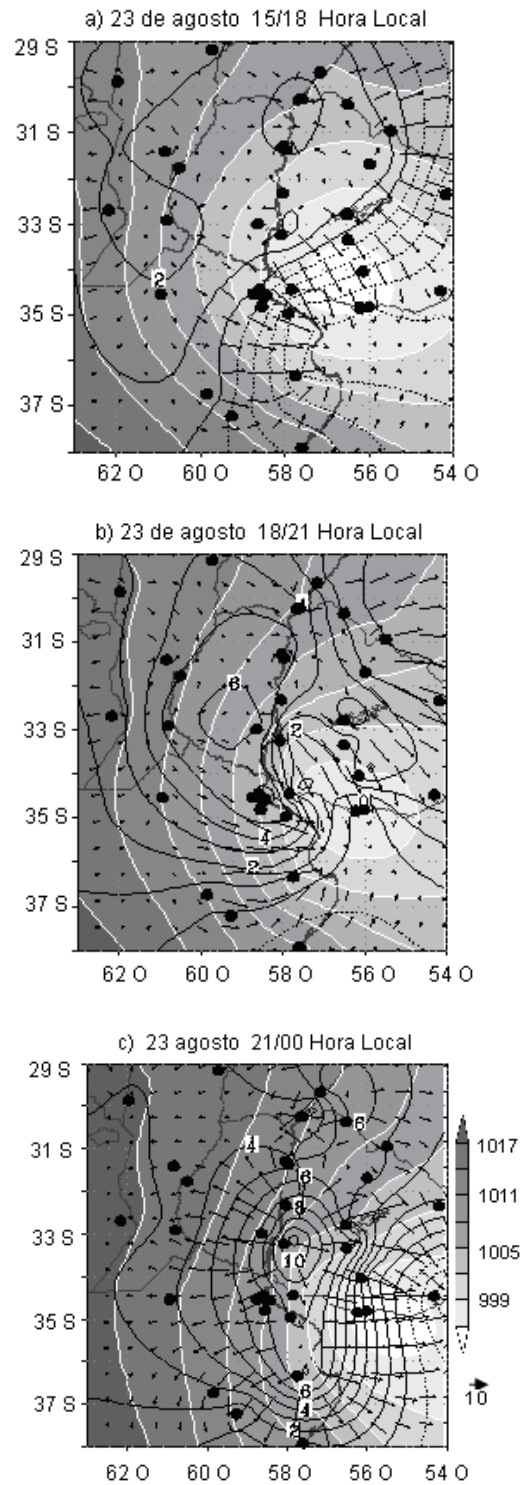


Figura 5: Estaciones meteorológicas de la red sinóptica (puntos), presión (sombreado) y tendencia trihoraria de presión y viento isalobárico para el 23 de agosto de 2005: a) de 15 a 18 hora local, b) de 18 a 21 hora local y c) de 21 a 00 hora local.

La mayoría de las rutas nacionales que salen al oeste de Montevideo estuvieron cortadas como consecuencia de la caída de árboles y cableados de energía eléctrica. Por su parte, en Punta del Este, un velero y un barco de mediano porte fueron tirados sobre la costa de la playa Mansa, en tanto que una cantidad de embarcaciones sueltas en el puerto sufrió averías de distinto grado.

3.2 Entorno sinóptico y procesos que intervienen en la profundización del sistema

Entre los días 21 y 22 de agosto, una vaguada de onda corta en niveles medios se desplaza en latitudes subtropicales sobre el océano Pacífico Sur hacia el este, acercándose a la costa central chilena (Fig. 6a).

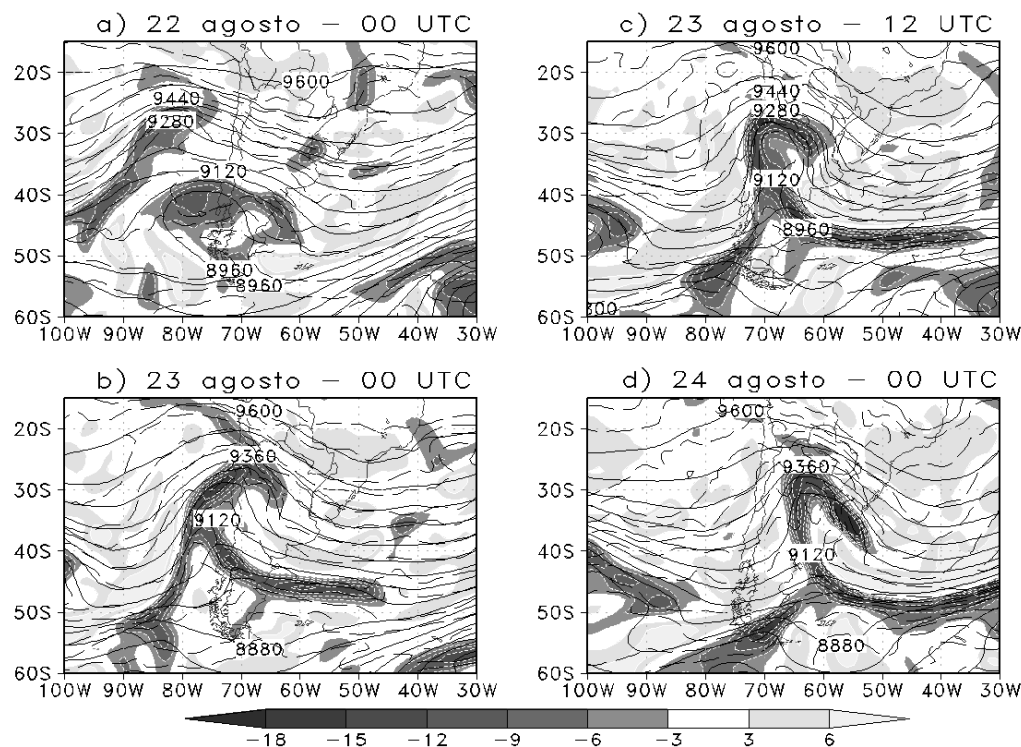


Figura 6: Altura geopotencial (m_gp, líneas llenas), vorticidad relativa ($10^{-5} s^{-1}$, sombreado) y temperatura (cada 5° C, línea de trazos) en 300 hPa.

Durante estos días en niveles bajos comienza a intensificarse un sistema de baja presión sobre el noroeste de Argentina, que puede asociarse a la formación de la depresión del noroeste argentino (DNOA; Ferreira y otros 2004). El desarrollo de este sistema de baja presión incrementa el flujo de aire relativamente más húmedo y cálido hacia la zona central de Argentina. A partir de las 00 UTC del 22 de agosto, el viento del norte en 850 hPa comienza a aumentar, alcanzando un máximo superior a 20 m s^{-1} posicionado en $20^\circ \text{ S} - 63^\circ \text{ O}$. Éste presenta un perfil vertical de corriente en chorro en capas bajas (CCCB), tal como fue definido por Bonner (1968) es decir con una

velocidad mínima de 12 m s^{-1} y una cortante en 700 hPa de $6 \text{ m s}^{-1} \text{ km}^{-1}$, que se mantiene y se extiende hacia el sur hasta las 12 UTC del mismo día (Fig. 7a). Conforme con el ciclo diario que presentan las corrientes en chorro de capas bajas (p.e., Bonner y Paegle 1970, Douglas y otros 1998), el viento del norte vuelve a intensificarse hacia la noche del 22 de agosto (Fig. 7b). El aporte de humedad en niveles bajos, la convergencia en la región de salida de la CCCB y la presencia de la vaguada en niveles medios se combinan para forzar el ascenso de aire convectivamente inestable y dar comienzo a la actividad convectiva sobre la zona central del país (Fig. 8)

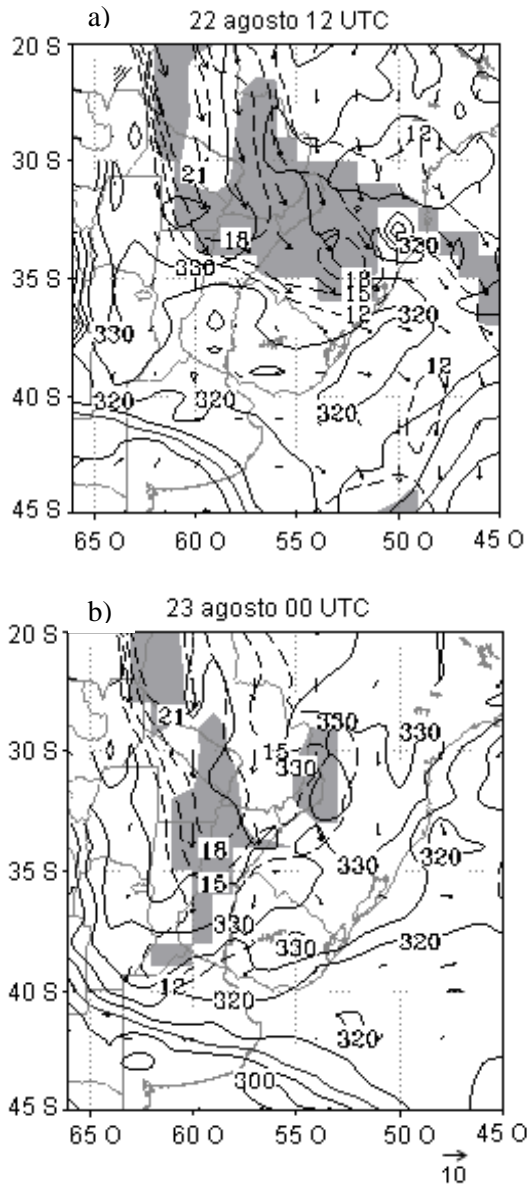


Figura 7: Criterio de Bonner (sombreado), viento (vector), magnitud de viento (mayor que 12 ms^{-1} , línea a trazos) y Temperatura potencial equivalente en 850 hPa (K, línea llena) para: a) 12Z del 22 de Agosto y b) 00Z del 23 de Agosto.

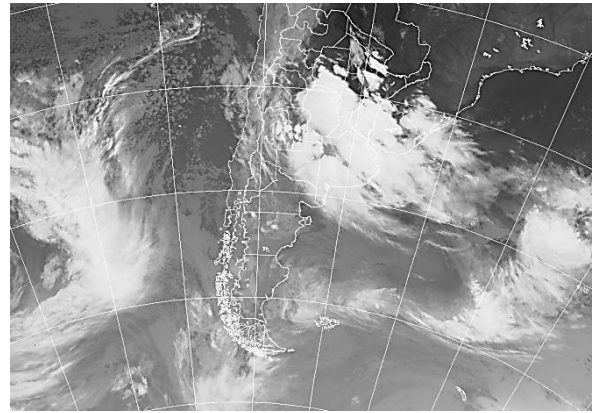


Figura 8: Imagen satelital GOES 12 – IR, para las 2:45 UTC del 23 de agosto.

A partir del día 23, la vaguada de onda corta en niveles medios y altos comienza a desplazarse hacia el centro de Argentina, mientras se intensifica (Fig. 6b y c). Para las horas relevantes en el desarrollo de este sistema, la Tabla I indica la intensidad y localización del máximo de vorticidad relativa ciclónica en 300 hPa, mientras que la Tabla II muestra los valores de los procesos representados por términos de la ecuación de vorticidad y la suma de los mismos en el punto de retículo donde esta última es máxima para dicho nivel. Si coexiste otro máximo relativo en la región a la misma hora, ambas tablas adicionan a continuación la información del mismo.

El día 23 a las 00 UTC el campo de vorticidad relativa sobre el Pacífico en un entorno de 30° S es explicado por la fuerte cortante, mientras que al sur (41° S) por la curvatura (Fig. 6b y Tabla I), mientras que aumenta la advección de vorticidad ciclónica sobre el norte del país (Tabla II). En 500 hPa las profundizaciones en las primeras horas del día 23 se encuentran desplazadas de los efectos de la vaguada de altura ya que éstas se deben a las advecciones verticales de vorticidad (no se muestra) asociadas a convección como se observa en la Figura 8. Parte de este proceso se percibe también en 250 hPa donde, a las 06 UTC, se encuentran 2 máximos de divergencia de $22,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ y $23,8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ relacionadas con velocidades verticales que tienen máximos en la troposfera media de $-4,6 \text{ Pa s}^{-1}$ ($\sim 0,64 \text{ m s}^{-1}$) (Fig. 9) y $-3,6 \text{ Pa s}^{-1}$ respectivamente. Estos ascensos se extienden entre 900 y 200 hPa en un pequeño entorno circundando estas velocidades verticales

máximas. Acorde con estos procesos convectivos y al desplazamiento de la vaguada hacia el este, a partir de las 06 UTC del 23 de agosto comienza la rápida profundización del sistema de baja presión sobre el sur del Litoral (Fig. 10), observándose la intensificación del gradiente de presión sobre el flanco occidental del ciclón.

Tal como se realizó para el nivel de 300 hPa, a través de las Tablas III y IV se analiza la vorticidad y los procesos que llevaron a esta rápida profundización en el nivel de 950 hPa. Entre las 12 UTC del día 23 y las 00 UTC del día 24 se duplica el valor de vorticidad relativa en 950 hPa (Tabla III), coincidiendo con el desarrollo explosivo. La tendencia de vorticidad en 6 horas (entre las 18 UTC del 23 y las 00 UTC del 24) aumenta un tercio de su valor, ubicándose en forma generalizada en el centro y oeste del sistema (Fig. 10) aumentando el gradiente de geopotencial sobre el Río de la Plata, Pcia. de Buenos Aires y Uruguay. En el nivel de 950 hPa el término predominante de la ecuación de vorticidad (Tabla IV) es el de la divergencia que, a esta hora alcanza su mayor valor y aunque las advecciones horizontal y vertical juegan en su contra, la vorticidad ciclónica experimenta su mayor caída. Su valor notablemente grande ($-35,6 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$) es el resultado de una vorticidad absoluta $-35,91 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ y la convergencia ($-9,89 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) ambas muy desarrolladas (cuarto término de [1]). Grotjahn (1996) analiza la magnitud promedio de los términos de la ecuación de vorticidad para 10 casos de ciclogénesis, encontrando para el término de la divergencia, valores de al menos 1 orden de magnitud menor. Entonces, a las 00 UTC del día 24 se produce un aumento de la tendencia de vorticidad ciclónica de $-30 \times 10^{-9} \text{ s}^{-3}$ como se observa en la Figura 10e.

Cabe destacar que en el nivel de 500 hPa se cierra una línea de 5520 mgp relacionada con la advección vertical de vorticidad ciclónica proveniente de los niveles bajos (no se muestra). En 300 hPa, el día 24 a las 06 UTC, la onda corta forma un centro cerrado de 9080 mgp, con fuerte gradiente de geopotencial hacia el noreste.

Esta onda corta de altura está superpuesta al centro de niveles bajos y todos los niveles siguen profundizándose.

La mayor tendencia se concentra al sudeste de este centro de vorticidad teniendo su origen en las advecciones horizontales y verticales

principalmente en 300 hPa (Tabla II), mientras que en 950 hPa el proceso más importante continúa siendo el aportado por la combinación entre vorticidad y convergencia (término de la divergencia).

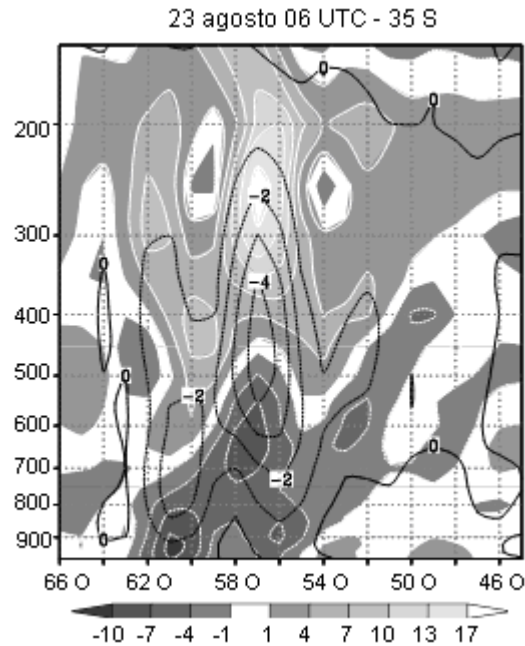


Figura 9: Corte vertical en 35° S del campo de divergencia (sombreado cada $3 \text{ s}^{-1} \times 10^5$) y velocidad vertical (contornos cada 1 Pa s^{-1}) para el 23 de agosto a las 06 UTC

En 300 hPa, entre las 06 y 18 UTC del día 24, el centro de vorticidad se expande y se traslada hacia el este (no se muestra), principalmente por advección horizontal de vorticidad (Tabla II). En 950 hPa, entre las 6 y las 12 UTC, hay tendencias de vorticidad ciclónica con dos máximos en el área del sistema de baja presión, lo que produce la elongación meridional de las isohipsas (Fig. 10f-h). De la Tabla IV se observa que los mayores aportes a la tendencia de vorticidad están asociados a la advección horizontal de vorticidad relativa y las convergencias, mientras que las profundizaciones del sur se deben casi exclusivamente a las convergencias.

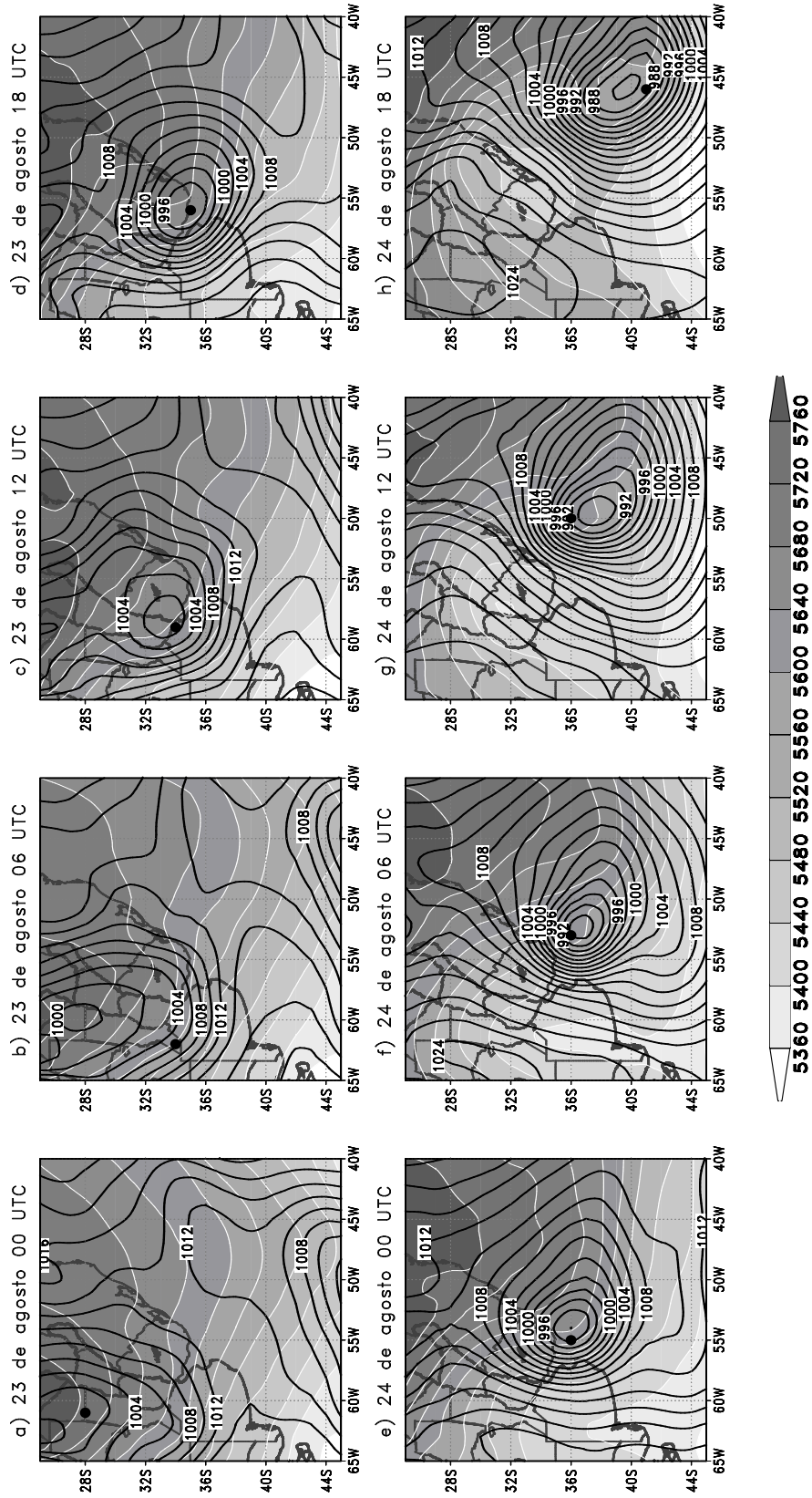


Figura 10: Evolución de la presión al nivel medio del mar (hPa, línea llena) y espesores de la capa 500/1000 hPa (m, sombreado) entre las 00 UTC del 23 de agosto y las 18 UTC del 24 de agosto de 2005. Los círculos negros indican la posición del máximo de vorticidad relativa ciclónica en 950 hPa (Indicado en la Tabla 3)

Vorticidad relativa $\times 10^5$ – 300 HPa								
	23 DE AGOSTO				24 DE AGOSTO			
Hora UTC	0	6	12	18	0	6	12	18
Lat, Lon	-30; -75	-29; -74	-28; -70	-33; -60	-36; -55	-37; -52	-41; -48	-40; -36
Vor. Rel.	-21.99	-23.95	-24.41	-23.47	-31.31	-38.34	34.36	-27.9

Tabla I: Posición y valor de la vorticidad relativa ciclónica máxima (s^{-1}) en 300 hPa.

Procesos representados por la ecuación de vorticidad ($\times 10^9$) - 300 HPa								
	23 DE AGOSTO				24 DE AGOSTO			
Hora UTC	0	6	12	18	0	6	12	18
Lat, Lon	-31; -63	-34; -63	-33; -59	-37; -58	-36; -54	-40; -50	-34; -52	-35; -46
Betav	0.54	0.39	0.64	0.49	0.7	0.56	0.43	0.89
Tub	1.42	-0.27	-2.11	1.33	-1.31	0.99	-0.63	-0.06
Adv	0.87	-1.9	1.44	-0.38	-2.36	-7.93	0.89	-0.06
Tdiv	1.57	-4.54	1.6	0.6	-2.69	-3.39	-21.18	-3.72
Adh	-7.76	-7.97	-15.98	-14.86	-14.64	-15.37	-1.16	-16.96
Ecu	-3.37	-14.29	-14.41	-12.82	-20.31	-25.15	-21.65	-19.92
Lat, lon	-26; -66					-41; -47	-38; -47	-39; -44
Betav	0.44					0.72	1.02	0.87
Tub	3.88					-0.79	0.52	0.58
Adv	-0.52					-5.18	0.21	-2.33
Tdiv	-10.63					-1.94	0.53	2.4
Adh	-3.63					-13.04	-26.3	-20.08
Ecu	-10.45					-20.22	-24.02	-18.56

Tabla II: Valores de los términos de la ecuación de vorticidad (s^{-2} , 10^{-9}) en el nivel de 300 HPa, donde: betav es el término de advección de vorticidad terrestre, tub es el término de inclinación de tubos de vórtice, adv es el término de advección vertical de vorticidad, tdiv es el término de divergencia, adh es el término de advección horizontal de vorticidad y ecu es la sumatoria de los términos antes citados.

Vorticidad relativa ($\times 10^5$) – 950 hPa								
	23 DE AGOSTO				24 DE AGOSTO			
Hora UTC	0	6	12	18	0	6	12	18
Lat, Lon	-28; -61	-34 ; -62	-34; -59	-35; -56	-36, -55	-36; -53	-36; -50	-41, -46
Vort. Rel.	-10.09	-15.22	-15.47	-23.63	-31.86	-33.22	-26.65	-25.42
Lat, Lon	35; -63							
Vort. Rel.	-6.46							

Tabla III: Ídem Tabla I en 950 hPa

Procesos representados por la ecuación de vorticidad ($\times 10^9$) - 950 HPa								
	23 DE AGOSTO				24 DE AGOSTO			
Hora UTC	0	6	12	18	0	6	12	18
Lat, Lon	-34; -63	-34; -61	-35; -57	-36; -55	-37, -54	-37; -53	-36; -49	-41; -45
Betav	-0.06	0.01	0.04	0.1	-0.04	-0.04	0.3	0.06
Tub	0.75	0.01	-0.57	-0.79	-0.6	-0.09	-0.05	-0.35
Adv	1.68	6.42	3.37	3.93	3.02	1.61	0.33	2.97
Tdiv	-12.47	-22.62	-16.37	-23.61	-35.64	-24.03	-7.28	-23.74
Adh	0.05	2.95	0.17	0.57	2.42	1.33	-14.78	0.81
Ecu	10.04	-13.23	-13.37	-19.79	-30.84	-21.21	-21.48	-20.23
Lat, Lon						-38, -52	-39; -50	
Betav						0	-0.14	
Tub						0.01	0.06	
Adv						2.26	0.88	
Tdiv						-23.47	-21.09	
Adh						0.31	3.34	
Ecu						-20.89	-16.95	

Tabla IV: Ídem Tabla II en 950 hPa

3.3 El calor diabático

A fin de asociar los procesos dinámicos con los termodinámicos se estudia el calor diabático y sus gradientes verticales asociados a las profundizaciones ocurridas en los niveles bajos y medios de la troposfera.

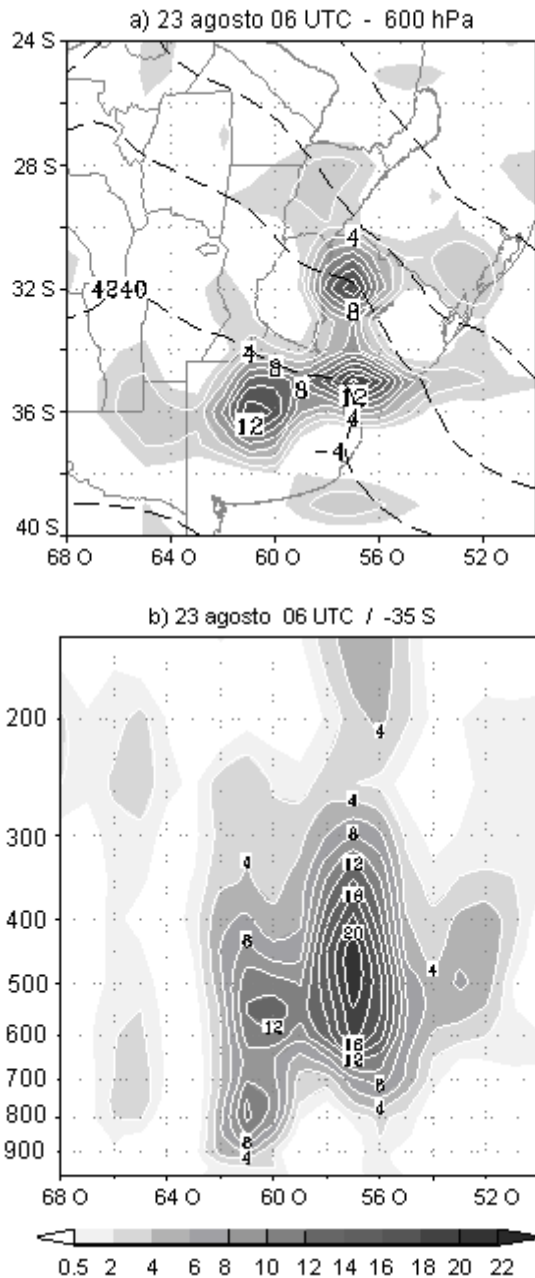


Figura 11: Para el 23 de agosto a la 06Z: a) Altura geopotencial (negro) y calor diabático (sombreado, contornos cada $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3} \times 10^1$) en 600 hPa. b) Corte vertical en 35° S del calor diabático (contornos cada $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3} \times 10^1$).

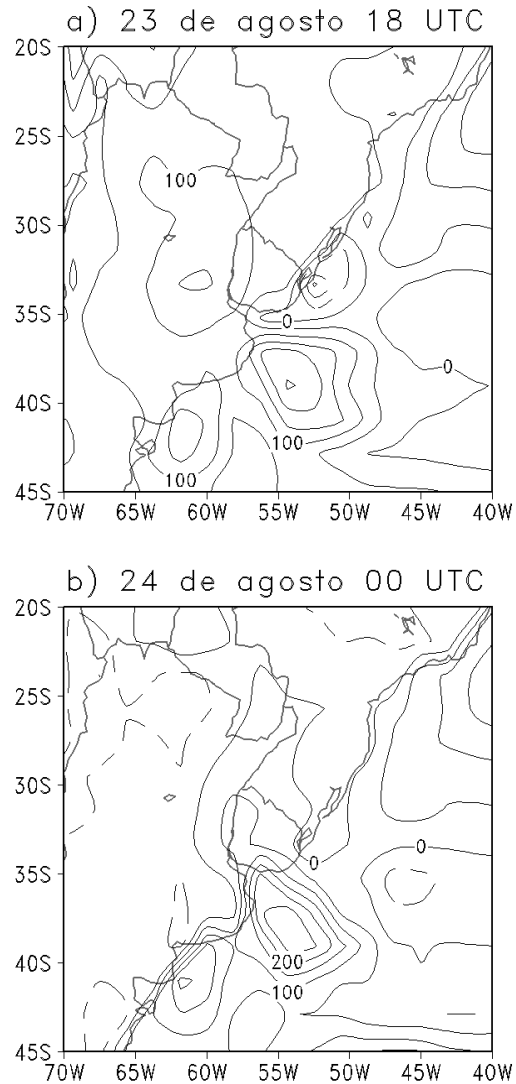


Figura 12: Flujos de calor (sensible + latente, W m^{-2}) de superficie para a) el 23 de agosto 18 UTC y b) el 24 de agosto a las 00 UTC

El avance de la perturbación ciclónica en niveles medios y altos (Fig. 6a) sobre un entorno convectivamente inestable y la presencia de una corriente en chorro del norte en capas bajas (Fig. 7), favorecen el desarrollo convectivo sobre el centro-este de Argentina (Fig. 8). El día 23 a las 00 UTC se encuentra un primer núcleo de calor diabático ($\delta Q/dt$) mayor que $7 \times 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ con centro en 650 hPa (36° S , 63° O) y máximo gradiente vertical entre 700 y 800 hPa. Este mismo

día, seis horas más tarde, se desarrollan tres zonas de calentamiento diabático en la troposfera media afectando el Río de la Plata, Uruguay y la provincia de Buenos Aires, siendo éste el período en que se encontraron los máximos calentamientos debido a este proceso (Fig. 11a). El centro ubicado más al norte (32° S y 57° O) con máximo en 500 hPa (mayor que $21 \times 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$), profundiza los niveles comprendidos entre 750 y 550 hPa. En la región del Río de la Plata, (35° S y 57° O) en 475 hPa los valores de $\delta Q/dt$ superan $20 \times 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ y su gradiente vertical hacia superficie actúa sobre los niveles entre 800 y 550 hPa (Fig. 11b).

A la misma latitud hay otro máximo secundario entre 61° y 63° O y su gradiente vertical profundiza los niveles entre 800 y 950 hPa. Como puede verse en la Figura 11a, los campos de geopotencial muestran una curvatura ciclónica en las regiones mencionadas. El calor diabático continúa contribuyendo a la profundización del sistema hasta las 24 a las 00 UTC, la hora en que se registra la máxima tendencia de la vorticidad ciclónica en capas bajas. En las horas posteriores el calor diabático se encuentra más alejado de la zona de mayor profundización.

Para estudiar la influencia del calor diabático proveniente de los flujos de superficie, se analizaron los flujos de calor sensible y latente de los reanálisis del NCEP. La suma de estos flujos hacia la atmósfera, entre el 23 a las 18 UTC y el 24 a las 00 UTC, roza un valor de 250 W m^{-2} (Fig. 12 a y b).

Estos valores son un orden de magnitud menor que los encontrados por Neiman y Shapiro (1993) con flujos de calor latente máximos de 1900 W m^{-2} en una ciclogénesis explosiva de enero de 1989 en la región de la corriente del Golfo. Si bien estos autores señalan que los valores que ellos encontraron son de extraordinaria magnitud, los valores señalados por Bosart y Lin (1984) para la "Tormenta del día del Presidente", se encuentran entre 800 y 1200 W m^{-2} . Si se asume que estos flujos disminuyen linealmente con la altura hasta 850 hPa (Bluestein 1992), la transferencia de calor en este caso de estudio provoca una variación local de la temperatura de aproximadamente $1,6 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$ es decir aproximadamente 1,7 K en 3 horas. Si

se compara estos valores con los calentamientos diabáticos máximos hallados en la troposfera media (22,6 y 20,9 K cada 3 horas), la influencia de los flujos de superficie en este caso resulta de un orden de magnitud menor.

Con el fin de explorar la relación entre la liberación de calor latente y su efecto en la profundidad del sistema se toman las tres regiones donde es máximo el calor diabático y se evalúa el comportamiento de los espesores en distintos niveles en cada una de ellas (Fig. 13a). Para poder realizar una comparación entre los diferentes niveles de presión se realizó una normalización por nivel en cada paso de tiempo:

$$R = [(\text{esp}_{\text{caja } x} - \text{esp}_{\text{dominio}}) / \text{esp}_{\text{dominio}}] \times 100$$

Donde $\text{esp}_{\text{caja } x}$ es el espesor medio obtenido en cada caja y $\text{esp}_{\text{dominio}}$ es el promedio del espesor para una región delimitada por 45° a 20° S y 110° a 10° O y todos los pasos de tiempo

La Figura 13b, para la región NE, muestra una reducción de espesores sobre la región del Uruguay a partir de las 00 UTC del 23 en el espesor 1000/900 hPa pero a las 06 UTC a esta caída se acoplan todos los niveles por debajo de 600 hPa, en respuesta a calor liberado (Fig. 11). Cabe destacar que la mayor pendiente se da entre las 18 UTC y 00 UTC de los días 23 y 24 respectivamente y en el espesor 1000/900 hPa, asociado a la entrada de aire frío post-frontal (Fig. 10f-h). Esta región (NE) es donde se detectan, en todos los niveles, las mayores pendientes y por lo tanto los mayores enfriamientos. En la región SO, todos los niveles parecen acoplarse a las 06 UTC (Fig. 13c). Las pendientes de disminución del espesor son menores que en la región NE, pero el valor mínimo supera levemente a los valores de la región NE, lo que indica que si bien el enfriamiento de las capas es menor, las capas son más frías.

Coincidentemente a la hora de máxima liberación de calor (06 UTC del día 23) en la región SE (Fig. 13d), el espesor 800/600 sufre una disminución de 13 mgp, mientras que 12 y 18 hs después este espesor cae 45 mgp, asociado al avance del aire frío.

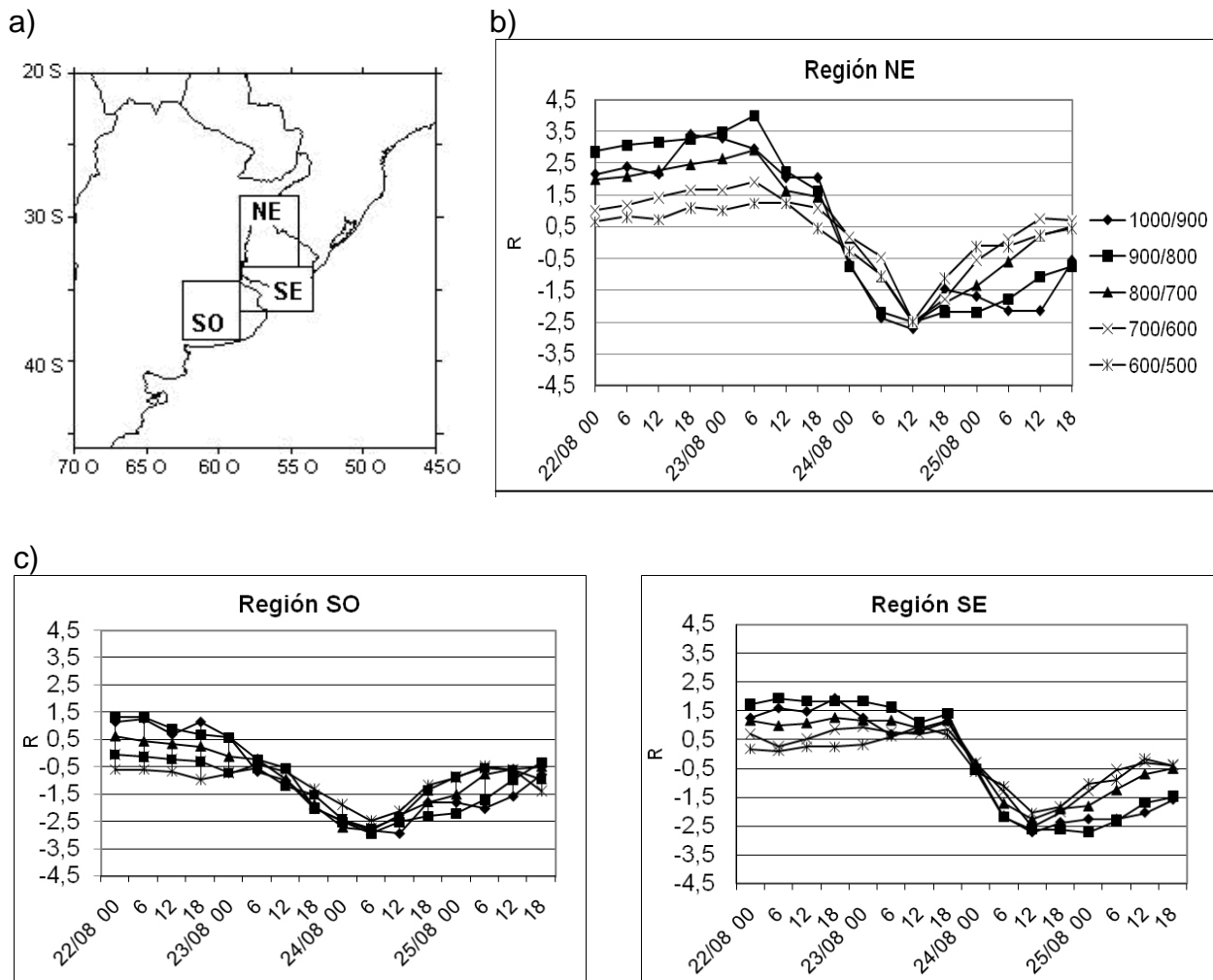


Figura 13: a) Regiones de calentamientos diabáticos en la troposfera media denominadas NE, SE y SO. b) R para la región NE, c) R en la región SO y d) R en la región SE entre el 22 y el 25 de agosto.

4. CONCLUSIONES

Durante los días 23 y 24 de agosto de 2005 un intenso ciclón se desarrolló sobre el Río de la Plata, produciendo vientos fuertes sostenidos entre 80 y 100 km h⁻¹ y ráfagas entre 140 y 190 km h⁻¹, registrándose las mayores intensidades sobre la costa uruguaya, donde los daños fueron cuantiosos. La ciclogénesis tuvo un desarrollo explosivo entre las 12 UTC del día 23 y las 00 UTC del día 24 y sobre el final de dicho período fue cuando se produjeron las ráfagas más intensas. La ocurrencia de estos vientos intensos coincide con fuertes gradientes de tendencia de presión observados en

las estaciones sinópticas. Si bien esta extraordinaria ciclogénesis tuvo los ingredientes de una ciclogénesis clásica la misma fue fuertemente potenciada por la convección que estuvo presente desde horas previas al inicio del período de máxima profundización. La liberación de calor latente en la troposfera media en este período se desarrolló en tres regiones circundantes al Río de la Plata. Las intensas velocidades ascendentes asociadas a la convección sobre el sur de la Mesopotamia durante la madrugada del día 23, incrementaron fuertemente la convergencia y la vorticidad que en forma conjunta llevaron a tendencias de vorticidad similares a las

encontradas en los sistemas explosivos. El efecto del calor liberado comenzó a las 00 UTC del 23 de agosto y culminó a las 00 UTC del 24 produciendo una disminución de espesores más marcada en las capas más bajas de la atmósfera. Esta ciclogénesis podría ser clasificada de tipo C según Plant y otros (2003).

Agradecimientos: Al Servicio Meteorológico Nacional por haber facilitado los datos de las estaciones sinópticas y a los revisores sus valiosos comentarios. Este proyecto fue parcialmente subvencionado por los proyectos UBACyT X478 y 20020090200607.

5. REFERENCIAS

- Berbery H. y Vera C. S., 1996. Characteristics of the Southern Hemisphere winter storm track with filtered and unfiltered data. *J. Atmos. Sci.*, 53, 468–481.
- Bjerknes J., 1919. On the structure of moving cyclones. *Geophys. Publ.* I, pp 1 - 8.
- Bluestein Howard B., 1992. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes*. Vol. II, Oxford University Press, pp 217-219.
- Bonner W. D., 1968. Climatology of the low level jet. *Monthly Weather Review*, 96, 833 – 850.
- Bonner W. D. y Paegle J., 1970. Diurnal variations in Boundary layer winds over the south-central United States in summer. *Monthly Weather Review*, 98, 735-744.
- Bosart L. F. y Lin S. C., 1984. A diagnostic analysis of the Presidents' day Storm of February 1979. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2148 -2177.
- Campetella C. y Vera C., 2002. The influence of the Andes mountains on the South America low-level flow. *Geoph. Research Letters*, Vol. 29. N° 17, 1826, doi: 10.1029/2002GLO15451.
- Douglas M., Nicolini M. y Saulo C., 1998. Observational evidences of a low level jet East of the Andes during January-March 1998. *Meteorologica*, 32, 63-72.
- Ferreira L., Seluchi M. y Saulo C., 2004. *Climatología Sinóptica de la Baja del Noroeste Argentino: Campos medios de Enero y Julio*. Actas (CD) XIII Congreso Brasileiro de Meteorología.
- Gan A. M. y Rao B. V., 1991. Surface cyclogenesis over South America. *Mon. Wea. Rev.* Vol.119, N.5, pp. 1293 – 1303.
- ____ y ____., 1994. The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1141–1157.
- ____ y ____., 1996. Case studies of ciclogénesis over South America. *Meteorol. Appl.* 3: 359–368.
- Grotjahn R., 1996. Vorticity equation terms for extratropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.* 124: 2843-2858.
- Lau K. H. and Lau N. C., 1992. The Energetics and Propagation Dynamics of Tropical Summertime Synoptic-Scale Disturbances *Mon. Wea. Rev.*, 120, 2523-2539.
- Lim E. y Simmonds I., 2002. Explosive cyclone development in the Southern Hemisphere and a comparison with the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.* 130: 2188-2209.
- Necco G. V., 1982a. Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE. *Meteorologica*, 13, 7–20.
- ____., 1982b. Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: Trayectorias y desarrollos. *Meteorologica*, 13, 21–34.
- Neiman P. J. y Shapiro M. A., 1993. The Life Cycle of an Extratropical Marine Cyclone. Part I: Frontal Cyclone Evolution and Thermodynamic Air–Sea Interaction. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2153-2176.
- Petterssen S. y S. J. Smebye, 1971. On the development of extratropical cyclones. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 97, 457–482.
- Plant R. S., Craig G. C. y Gray Y S. L., 2003. On the threefold classification of extratropical cyclogenesis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 129A, n. 594, p. 1-99.
- Possia N. E., Cerne B. y Campetella C., 2003. A Diagnostic Analysis of the Río de la Plata Superstorm of May 2000. *Meteorological Applications*.10, 1, pág. 87-99.
- Possia N. E., 2003. Diagnóstico de una ciclogénesis oceánica de rápido desarrollo. *Meteorologica*, 28, 1-17.
- Possia N. E., 2004. Estudio sobre los ciclones explosivos sobre la región sur de Sudamérica. Tesis Doctoral UBA.
- Rogers E. y Bosart L. F., 1986. An Investigation of Explosively Deepening Oceanic Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 702 – 718.
- Rivero O. R., 1971. Consideraciones dinámicas sobre un desarrollo ciclónico en la Patagonia

- durante los días 15 y 16 de agosto de 1967. *Meteorologica*, 2, 476-523.
- Rivero O. R. y Ereño C., 1972. Ciclogénesis, movimiento y distribución de depresiones y densidad de pasaje de frentes en los Océanos Atlántico y pacífico Sur durante el período abril de 1967 a marzo de 1972. *Meteorologica*, 8-9, 299-308.
- Sanders F. y J. R. Gyakum, 1980. Synoptic-dynamic climatology of the "bomb". *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.
- Seluchi M., 1995. Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a ciclogénesis sobre el este de Sudamérica. *Geofísica Internacional*, 34(2), 171-186.
- Seluchi M. y Saulo A. C., 1998. Possible Mechanism yielding an Explosive Coastal Cyclogenesis over South America: experiment using a limited area model. *Australian Magazine*, 47 (4), 309-320.
- Simmonds I. y Keay K., 2000. Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone behavior in the 40-year NCEP-NCAR Reanalyses. *J. of Climate*, 13, 873-885.
- Sinclair M. R., 1996. Reply. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2615-2618.
- Uccellini L., 1990. Processes contributing to the rapid development of extratropical Cyclones (Chap. 6). *Palmén Memorial Volume* (C. W. Newton, and E. O. Holopainen, eds.). *Amer. Meteor. Soc.* 81-105.
- Vera C, Vigliarolo P. y Berbery H., 2002. Cold Season Synoptic-Scale Waves over Subtropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 684-699.
- Wang Ch. y Rogers J. C., 2001. A Composite Study of Explosive Cyclogenesis in Different Sectors of the North Atlantic. Part I: Cyclone Structure and Evolution. *Monthly Weather Review*, 129 (6), 1481-1499.
- Wash, Carlyle H., Hale, Robert A., Dobos, Paul H., Wright, Eric J., 1992: Study of Explosive and Nonexplosive Cyclogenesis during FGGE. *Monthly Weather Review*, 120 (1), 40-51.
- Yung J. H., 1974. An theory for Isallobaric Air Flow in the Planetary Boundary Layer *J. Atmos. Sc.*, 30, 1584 -1592.