

Meteoro logica

**PUBLICACIÓN ESPECIALIZADA
EN TEMAS METEOROLÓGICOS**

Versión en línea

ISSN 1850-468X

Volumen 36

Número 2

Año 2011

CONTENIDO:

Juan C. Labraga, Laura D. Brandizi y Mónica A. López:

**AVANCES EN EL PRONÓSTICO CLIMÁTICO DE LAS ANOMALÍAS DE
LLUVIA EN LA REGIÓN PAMPEANA**

59

Lia Martins Costa do Amaral, C. T. Homann y Y. Yamasaki:

IDD AND MESOSCALE MODEL INTEGRATED SYSTEM

73

Jorge L. Lassig, Claudia Palese y Anabel Apcarian:

VIENTOS EXTREMOS EN LA PROVINCIA DE NEUQUÉN

83

Norma E. Possia, Luciano Vidal y Claudia C. Campetella:

UN TEMPORAL DE VIENTO EN EL RÍO DE LA PLATA

95

AVANCES EN EL PRONÓSTICO CLIMÁTICO DE LAS ANOMALÍAS DE LLUVIA EN LA REGIÓN PAMPEANA

Juan C. Labraga, Laura D. Brandizi y Mónica A. López

Centro Nacional Patagónico (CONICET), Puerto Madryn, Argentina

(Manuscrito recibido el 12 de marzo de 2010, en su versión final el 20 de diciembre de 2010)

RESUMEN

Los modelos globales de la circulación general de la atmósfera (MCGA) son capaces de simular anomalías climáticas estadísticamente significativas de escala estacional o mayor, asociadas con anomalías en la temperatura de la superficie del mar. Los MCGA pueden estimar efectivamente el signo y la probabilidad de tales anomalías climáticas cuando su extensión es varias veces mayor que la resolución espacial del modelo. En este trabajo se presentan algunos avances en la estimación de las anomalías de la lluvia en 22 localidades de la Región Pampeana Argentina mediante *downscaling* estadístico de la información producida por un ensamble de veinte simulaciones con el MCGA CSIRO-9, prescribiendo la temperatura de la superficie del mar de acuerdo con los valores diarios observados en el período 1987-1998. El *downscaling* estadístico de la lluvia produjo una mayor correlación con las observaciones locales que los datos de lluvia del MCGA interpolados sobre cada sitio. Los resultados de un Análisis de las Componentes Principales aplicado a los datos observados y estimados indican que este método de *downscaling* permite discernir áreas con diferente comportamiento de la lluvia dentro de la región de estudio.

Palabras clave: regionalización del clima, pronóstico del clima, lluvia, Región Pampeana.

ADVANCES IN THE CLIMATIC FORECAST OF RAINFALL ANOMALIES IN THE PAMPA REGION

ABSTRACT

Atmospheric general circulation models (AGCM) are able to simulate statistically significant climate anomalies of seasonal or larger time-scales, associated with anomalies in the sea surface temperature. AGCMs can effectively estimate the sign and probability of such climate anomalies whenever their extent is several times greater than the spatial resolution of the model. Some progress attained in the estimation of rainfall anomalies in 22 sites of the Pampa Region, Argentina, by means of statistical downscaling of the output from an AGCM are presented in this work. Downscaling models were based in the multiple lineal regression method. Climatic anomalies of the atmospheric independent variables required in the rainfall downscaling procedure were obtained from the ensemble average of twenty simulations carried out with the AGCM CSIRO-9, prescribing the sea surface temperature according to observed daily values in the period 1987-1998. The statistical downscaling of rainfall produced greater correlation with local observation than the AGCM rainfall data interpolated over each location. The results of a Principal Component Analysis applied to the observed and estimated data reveal that this

downscaling approach is able to distinguish areas with different rainfall behavior within the study region.

Keywords: downscaling, climate forecast, rainfall, Pampa Region.

1. INTRODUCCIÓN

Las regiones fitogeográficas Argentinas de la Pampa y el Espinal, las cuales denominaremos en su conjunto y por brevedad Región Pampeana, sufren extensos períodos de sequía o exceso de lluvia que afectan la disponibilidad de los recursos hídricos e impactan sobre la productividad de los sistemas agropecuarios y diversas actividades humanas. El estudio de la predictabilidad y el desarrollo de métodos de pronóstico climático estacional de la lluvia en la Región Pampeana son temas que combinan interés científico y relevancia socio-económica, por ser ésta la zona que concentra el 95% de la producción de granos de Argentina. La utilización de pronósticos climáticos eficientes permitiría prever el impacto de las fluctuaciones de la lluvia y planificar el manejo de los recursos hídricos.

La sequía de Diciembre de 1985 y la inundación de Febrero de 1992, dos ejemplos de episodios extremos que afectaron el norte de esta región, fueron investigados por Min y Shubert (1997), quienes encontraron sobresalientes anomalías en la circulación atmosférica y en el flujo de vapor de agua hacia la región coherentes con cada una de las anomalías de lluvia.

El grado de exceso o déficit de lluvia en un sitio y para una escala de tiempo dados puede ser cuantificado mediante el Índice Estandarizado de Precipitación (IEP, Mc Kee y otros 1993). El procedimiento de normalización que incorpora este índice permite comparar anomalías en sitios con diferentes patrones de lluvia. Usando como valores límites de IEP -1.28 y +1.28, correspondientes al 10% y 90% de la probabilidad acumulada para la distribución estándar Gaussiana, Scian y otros (2006) y Labraga y otros (2002) identificaron períodos de varios meses consecutivos de exceso o déficit de lluvia en la Región Pampeana en la segunda mitad del siglo pasado y propusieron una caracterización de las anomalías en la circulación atmosférica regional asociadas con estos extremos. Los modos dominantes de las variaciones en la circulación atmosférica del Hemisferio Sur

como el Modo de Latitudes Altas o el Modo del Pacífico-Sudamérica, que se ponen en evidencia a través del análisis de funciones ortogonales empíricas de una variable representativa de la circulación troposférica como la altura geopotencial de 500 hPa, están asociados con anomalías en la temperatura de la superficie del mar (TSM) en distintas cuencas oceánicas (Mo 2000). Estas variaciones en la circulación atmosférica, con un amplio rango de escalas de tiempo, afectan la normal distribución espacial y temporal de las lluvias.

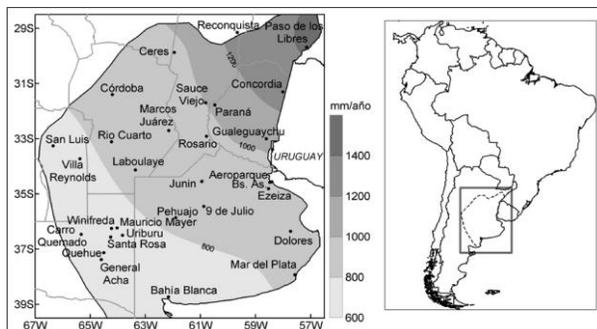


Figura 1: Esquema de la región de estudio, ubicación de los sitios de medición de lluvia y promedio anual del período 1961-1990 en mm.

Aun cuando las variaciones en la TSM en el Pacífico ecuatorial que caracterizan a los eventos El Niño y La Niña producen una señal discernible en la variabilidad de lluvia en el sudeste de Sudamérica (SSA), particularmente durante la primavera austral (Grimm y otros 2000), aquellas no son suficientes para explicar las notables diferencias observadas entre eventos de un mismo tipo (El Niño o La Niña). Barros y Silvestri (2002) encontraron que las anomalías de la TSM en la región del Pacífico comprendida entre 170° y 120° O y

entre 40° y 20° S (Pacífico subtropical sur-central), modulan el efecto de las anomalías en la TSM en el Pacífico ecuatorial típicas de El Niño sobre la circulación atmosférica. Esto explicaría las marcadas diferencias entre eventos en las lluvias atípicas de primavera en SSA. De acuerdo con Vera y otros (2004), las anomalías en la circulación atmosférica asociadas con condiciones cálidas en el Pacífico ecuatorial típicas de eventos El Niño, son apreciablemente diferentes según se den simultáneamente condiciones relativamente frías o cálidas en Pacífico subtropical sur-central, originando dos clases de eventos El Niño. La primera clase se caracteriza por una actividad convectiva más intensa en la Zona de la Convergencia Intertropical y en la Zona de la Convergencia del Pacífico Sur y, además, por la excitación de uno de los modos de variabilidad atmosférica dominantes en el Hemisferio Sur, el Patrón del Pacífico-Sudamérica, PSA, (Mo 2000). En la segunda clase de eventos El Niño la actividad convectiva en las zonas de convergencia mencionadas es menor y no emerge claramente el patrón PSA.

En términos de varianza explicada, el modo de variabilidad atmosférica de baja frecuencia más importante del Hemisferio Sur es la Oscilación Antártica o Modo de Latitudes Altas (Kidson 1999). Silvestri y Vera (2003) encontraron que este modo influye sobre las variaciones de la lluvia en el sudeste de Sudamérica, particularmente en la primavera, siendo éste otro factor de modulación de la correspondiente señal de El Niño en el SSA. Un estudio de Barreiro (2009) sugiere que los modelos que pronostican el clima estacional deberían simular correctamente no solo la señal remota del El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) sino también el acoplamiento termodinámico aire-mar en el Atlántico Sur, ya que este océano actuaría como moderador de la influencia del ENOS en la región.

El pronóstico de las desviaciones de una variable atmosférica respecto de su promedio trimestral de largo plazo, que por simplicidad

denominaremos pronóstico climático, es una práctica rutinaria en un número creciente de centros climáticos en todo el mundo desde hace más de una década. Los métodos de pronóstico climático son variados y comprenden el uso de modelos estadísticos, determinísticos o una combinación de ambos. En la actualidad se asigna un peso creciente a los pronósticos elaborados con modelos globales de la circulación general de la atmósfera (MCGA) y modelos acoplados de la atmósfera y los océanos (MCGAO; Goddard y otros 2003, Saha y otros 2006).

Cuando el pronóstico se basa en un MCGAO, la condición de la TSM en el borde inferior de la atmósfera es libremente establecida por los procesos físicos de interacción entre el mar y la atmósfera. El problema de pronóstico en este caso se centra en la inicialización de ambos modelos. Cuando el pronóstico climático se basa en un MCGA, la TSM debe ser pronosticada previamente en forma independiente, o debe asumirse alguna hipótesis sobre su evolución futura (persistencia de las anomalías, por ejemplo), y luego forzar la respuesta de la atmósfera mediante esta condición de borde.

Los resultados de las simulaciones realizadas con el MCGAO CSIRO Mark II por Labraga y Frumento (2003) muestran que este modelo es capaz de reproducir satisfactoriamente la variación anual de las variables atmosféricas relacionadas con el ciclo del vapor de agua en Sudamérica, así como los modos dominantes de la variabilidad de la circulación atmosférica en el Hemisferio Sur, el Modo de Latitudes Altas y el Modo PSA. Por lo tanto, cabe esperar que el modelo pueda reproducir también aspectos pertinentes de la circulación atmosférica relacionados con la variabilidad de la lluvia en la Región Pampeana.

El ensamble de simulaciones retrospectivas realizadas por Labraga (2005) con el MCGA CSIRO-9, forzadas con la TSM observada en el período 1986-1998 proveyó información valiosa sobre el potencial de este modelo para simular anomalías climáticas trimestrales en distintas variables atmosféricas, incluyendo la lluvia, en el área continental de Sudamérica y los océanos

vecinos. La eficacia de estas simulaciones depende por un lado de la exactitud con que son representados los distintos procesos físicos de la atmósfera en el modelo. Además, en cada lugar y momento, depende de la relación entre la magnitud de la varianza de la circulación asociada con la varianza de la TSM como forzante (señal) y la magnitud de la varianza de la circulación generada internamente por la dinámica de la atmósfera (ruido).

La resolución espacial del MCGA en los mencionados experimentos, del orden de cientos de kilómetros, no permite una buena representación de las características fisiográficas y los procesos físicos de pequeña escala que condicionan las variaciones locales de la lluvia, dato relevante en estudios de impacto y en diversas aplicaciones.

La suposición de que el clima local está condicionado por interacciones entre las circulaciones de gran escala de la atmósfera y los océanos y características físicas de pequeña escala de cada sitio, como topografía, cobertura vegetal, tipo y estado del suelo, es el fundamento de los métodos de regionalización del clima o *downscaling*. Existe actualmente una gran variedad de procedimientos de *downscaling*, que comprende métodos dinámicos, basados en modelos atmosféricos regionales de alta resolución, y métodos estadísticos, basados en modelos empíricos (Salathe 2003, von Storch y otros 2000).

El objetivo de este trabajo ha sido evaluar un procedimiento para estimar las anomalías trimestrales de la lluvia en sitios de la Región Pampeana, basado en la combinación de un ensamble de simulaciones con el MCGA CSIRO-9, forzadas con la SST observada, y la aplicación de modelos estadísticos para la regionalización de la lluvia.

En la siguiente sección se describen, en primer término, las características del ensamble de simulaciones retrospectivas de la circulación atmosférica global realizadas con el MCGA CSIRO-9. Luego, se introduce el método de *downscaling* estadístico aplicado para estimar la lluvia en sitios de la Región Pampeana a partir de variables atmosféricas extraídas de las simulaciones globales. En la sección de resultados se presentan distintas medidas estadísticas de la bondad de las estimaciones locales de la lluvia. Finalmente, se discuten los alcances y limitaciones del procedimiento.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Simulaciones atmosféricas globales

La simulación retrospectiva de las anomalías en la circulación atmosférica global consistentes con las anomalías en la TSM observada en el período 1986-1998 (Labraga 2005) fue realizada con el MCGA CSIRO-9. Este modelo es descrito detalladamente por McGregor y otros (1993). El desempeño del modelo CSIRO-9 en el área de Sudamérica fue ampliamente verificado, en lo que respecta a su capacidad para reproducir las características salientes del clima de la región (Labraga y Frumento 2003). El procedimiento empleado para simular las anomalías estacionales en la circulación atmosférica asociadas con anomalías en la TSM observada es descrito en detalle en Labraga (2005). Resumidamente, se realizó un ensamble de veinte simulaciones con el modelo atmosférico global, prescribiendo la TSM de acuerdo con los valores diarios observados en todas las cuencas oceánicas, en el período 1986-1998. El primer año fue considerado como un período de ajuste del sistema atmósfera-suelo-hielo de mar y sus resultados no fueron tomados en cuenta en el análisis posterior. En todos los miembros del ensamble de simulaciones se utilizaron idénticas condiciones de borde inferior, pero diferentes condiciones atmosféricas iniciales, todas ellas extraídas de una corrida de control de 30 años con condiciones cíclicas climáticas en la TSM.

Los resultados obtenidos en el trabajo citado anteriormente en la región de Sudamérica y áreas oceánicas contiguas, mostraron que la capacidad de simulación de anomalías climáticas en las variables de altura, como temperatura, altura geopotencial y viento, y variables de superficie como lluvia y presión, era muy alta en las áreas oceánicas tropicales y decrecía rápidamente hacia latitudes medias y altas. Estos resultados coincidieron con trabajos anteriores de otros autores (Anderson y otros 1999). A diferencia de trabajos anteriores similares, se encontró que el modelo tenía capacidad para simular anomalías trimestrales de lluvia dentro del intervalo de latitudes de 30° S a 45° S, incluso en el área continental de Sudamérica, capacidad medida en términos de correlación significativa entre patrones anómalos modelados y observados.

En las simulaciones de pronósticos trimestrales, el último día de cada mes se realizó una corrida de tres meses de extensión. El estado inicial de la atmósfera en esas corridas fue el que se obtuvo en la correspondiente corrida forzada con la TSM observada hasta esa fecha. La variación de la TSM en los tres meses siguiente (período de pronóstico) fue prescripta como sigue.

$$T(t) = \overline{T_d}(t) + T_m' + T^* \quad [1]$$

Donde $T(t)$ es la proyección de la temperatura media diaria de la superficie del mar en cada día t del trimestre, $\overline{T_d}(t)$ es la temperatura media diaria de largo plazo (climática) correspondiente al día t , T_m' es el promedio de las desviaciones diarias de la temperatura respecto del promedio de largo plazo durante los treinta días previos al pronóstico (término de persistencia). La diferencia entre los dos primeros sumandos a la derecha de (1) y la temperatura observada el último día de cada mes es T^* , una perturbación transitoria que se extingue linealmente al término de cinco días. La TSM fue prescripta de este modo en cada punto oceánico de la retícula del modelo. Este procedimiento de pronóstico, de sólo un trimestre de extensión, fue repetido en el último día de cada mes, desde 1987 hasta 1998.

La resolución espacial del MCGA CSIRO-9 utilizada es de aproximadamente 625 km en dirección este-oeste y 350 km en dirección norte-sur. Por lo tanto, no puede modelar localmente con exactitud aquellos procesos físicos, como la lluvia, cuya escala característica es mucho menor que estas dimensiones.

2.2 Regionalización de la lluvia

Los modelos estadísticos de regionalización del clima (downscaling) utilizados en este trabajo para estimar las anomalías de la lluvia mensual en 22 localidades de la Región Pampeana (ver ubicaciones en Fig. 1) fueron desarrollados en una etapa previa de esta investigación. El procedimiento de construcción y verificación de estos modelos ha sido detallado en una comunicación anterior (Labraga y Brandizi 2009). Brevemente, para cada sitio se desarrolló un modelo estadístico basado en Regresión Lineal

Múltiple (Wilks 2006), en el cual la variable dependiente es la anomalía del total de lluvia mensual, entendiéndose por anomalía la desviación del valor mensual observado respecto del promedio de largo plazo de cada mes. Las variables independientes fueron elegidas entre 25 variables atmosféricas que, presumiblemente, podían estar asociadas con los mecanismos productores de lluvia en esta región. La elección del conjunto de variables “predictoras” o independientes en cada caso se hizo por el método de selección por pasos hacia adelante (Wilks 2006) hasta un máximo preestablecido de ocho variables.

Las siguientes variables formaron parte del conjunto de predictores potenciales: flujos de calor latente y sensible en superficie, presión en superficie y presión reducida al nivel medio del mar, temperatura máxima, mínima y media a 2m, cobertura total de nubes, agua precipitable, índice de inestabilidad de Showalter, temperatura en 850 hPa y en 700 hPa, altura geopotencial de 500 hPa, espesor 500-1000 hPa, componentes zonal y meridional del viento en 850 hPa, vorticidad en 700 hPa, 500 hPa y 200 hPa, divergencia en 700 hPa y 200 hPa, componente zonal del viento en 250 hPa, advección de la relación de mezcla de vapor de agua en 850 hPa y convergencia del flujo de relación de mezcla de vapor de agua en 850 hPa.

Estos modelos fueron calibrados y verificados utilizando variables predictoras tomadas de los Reanálisis II del NCEP-DOE Atmospheric Model Intercomparison Project (Kanamitsu y otros 2002) y observaciones de lluvia de estaciones del Servicio Meteorológico Nacional y de la Secretaría de Recursos Hídricos. Tanto los datos en el nivel de superficie como los datos de altura de los Reanálisis II utilizados, fueron inicialmente interpolados desde su retícula nativa a la retícula del MCGA CSIRO-9 y luego interpolados sobre los sitios de cada estación pluviométrica. De este modo se aseguró que los datos empleados en el desarrollo y verificación de los modelos de downscaling tuviesen la misma resolución espacial que los datos predictores en la fase de aplicación de los modelos. Para cada localidad y para cada estación del año, se desarrolló un modelo de regresión lineal múltiple utilizando los datos del período 1987-2006. La verificación se realizó con datos del período 1979-1998, de igual longitud que el anterior y un solapamiento de 12 años,

observando los criterios de validación cruzada (von Storch y Zwiers 2001).

El desempeño de los modelos en el período de desarrollo mostró que el porcentaje de la varianza explicada de las anomalías mensuales de lluvia crecía uniformemente de oeste a este en la Región Pampeana, alcanzando valores de más de 45% en el este de esta región. En el período de verificación se observó un patrón de distribución de la varianza explicada similar pero con una disminución promedio de 15%, por lo cual suponemos que los modelos tienen un nivel aceptable de estabilidad.

Las variables atmosféricas independientes que tuvieron participación más frecuente en los modelos y el signo de sus respectivos coeficientes de regresión, mostraron ser físicamente consistentes con los patrones de las anomalías en la circulación y los procesos productores de lluvia que en Labraga y otros (2002) fueron asociados con excesos o déficit de lluvia en la Región Pampeana. El agua precipitable es la variable independiente más frecuente en el conjunto de los sitios y estaciones del año, y el signo del coeficiente de correlación es positivo según lo esperado; la vorticidad en 700 hPa fue seleccionada mayormente en los modelos correspondientes a otoño e invierno, época en la cual la presencia de perturbaciones sinópticas transitorias es más frecuente en la región, y el signo negativo del coeficiente indicó una relación consistente entre anomalías de vorticidad ciclónica y exceso de lluvia. La variable componente meridional del viento en 850 hPa es una variable predictora principalmente en verano. El signo negativo del coeficiente de regresión obtenido en esta variable indica que el predominio de los vientos del norte, que favorecen la advección de humedad hacia la región, está asociado con anomalías positivas de lluvia. La convergencia del flujo de vapor de agua, otra de las variables independientes presente regularmente en los modelos, aparece asociado coherentemente con excesos de lluvia, de acuerdo con el signo positivo del correspondiente coeficiente de regresión obtenido.

Otro aspecto del procedimiento de downscaling que fue examinado es su capacidad para reproducir la evolución y patrón espacial de períodos secos y húmedos sobresalientes que afectaron a la Región Pampeana en el período de estudio. Uno de los

períodos secos más notables fue de Septiembre de 1987 a Noviembre de 1989. Las estimaciones de la lluvia local concordaron en que los extremos secos tuvieron lugar en el noreste y este de la Región Pampeana, y que en el sudoeste de la región ocurrieron anomalías pequeñas positivas, obteniéndose un coeficiente de correlación 0.60 con las anomalías observadas.

Las anomalías mensuales de la lluvia en las localidades pampeanas en el período 1987-1998 fueron estimadas con los modelos de downscaling previamente calibrados, usando como variables predictoras los promedios de ensamble de las simulaciones con el MCGA CSIRO-9 descritos anteriormente, interpolados sobre cada uno de los sitios. La capacidad del procedimiento fue evaluada estadísticamente comparando valores de la lluvia estimada y observada mediante el cálculo de coeficientes de correlación y error relativo. Aplicando Análisis de las Componentes Principales basado en la matriz de correlación, se pudo evaluar la capacidad del método para reproducir los patrones espaciales de las anomalías de lluvia en la región.

3. RESULTADOS

3.1 Desempeño Local

Dos procedimientos para estimar las anomalías locales de la lluvia fueron comparados entre sí mediante el cálculo del coeficiente de correlación con los valores observados. En el primero, las estimaciones se obtuvieron por interpolación bilineal de los valores de lluvia en los cuatro puntos de la retícula del MCGA CSIRO-9 sobre cada sitio. En el segundo, las estimaciones se obtuvieron por el procedimiento de downscaling estadístico descrito en la sección 2. Para establecer la significación estadística de las correlaciones se aplicó un test aproximado, con $H_0: CC = 0$, calculando el estadístico

$$T = |CC| \sqrt{(n-2)/(1-CC^2)} \quad [2]$$

y comparando el valor de T con el valor crítico de la distribución t de Student con $n-2$ grados de

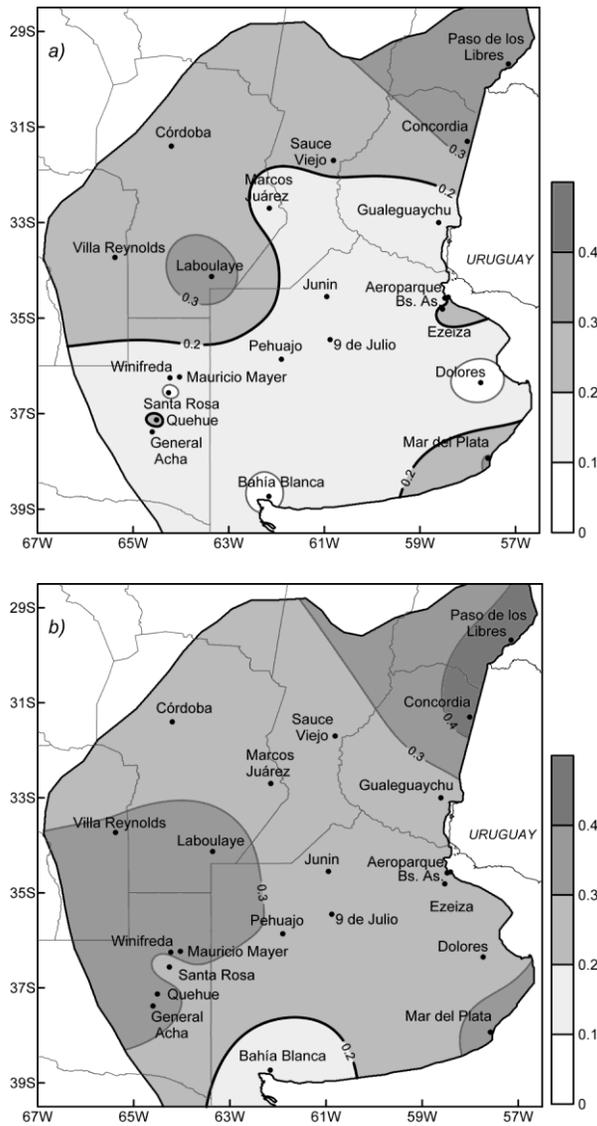


Figura 2: Coeficiente de correlación entre a) series de anomalías trimestrales observadas y modeladas con el MCGA CSIRO-9, b) series de anomalías trimestrales de lluvia observadas y modeladas por downscaling. Los valores mayores que 0.22 son significativos ($p < 0.01$).

libertad, siendo n la extensión de la serie (von Storch y Zwiers 2001). Los resultados indican que es posible rechazar H_0 con un nivel de significación $p < 0.01$, cuando $CC > 0.22$.

El modelo global produce resultados poco satisfactorios en el sudeste de la Región Pampeana, donde en un total de 15 sitios las correlaciones con los valores observados no alcanza significación estadística (Fig. 2a). Las correlaciones obtenidas

por downscaling son significativas ($p < 0.01$) en todos los sitios de la región de estudio excepto Bahía Blanca (Fig. 2b). La aplicación del procedimiento de downscaling eleva la correlación en más de 20 % en localidades como Junín, 9 de Julio, Dolores y Buenos Aires, donde el desempeño del modelo global es relativamente pobre. Esta variación de la correlación es significativa ($p < 0.05$).

El modelo global produce las correlaciones más altas en Concordia y Paso de los Libres en el extremo noreste, y en Laboulaye en el centro-oeste, donde son mayores que 0.3 y alcanzan significación estadística. En estas localidades, la aplicación del procedimiento de downscaling eleva en casi 10 % la correlación, variación que resulta ser no significativa ($p < 0.05$).

La significación estadística de la diferencia entre ambas correlaciones fue evaluada de la forma siguiente. Se definió la hipótesis nula $H_0: \rho_d = \rho_m$ y la hipótesis alternativa $H_1: \rho_d \neq \rho_m$, donde ρ_d y ρ_m son los coeficientes de correlación para las estimaciones por downscaling y modelo global respectivamente. Se aplicó la transformación z de Fisher a los coeficientes de correlación y se calculó el estadístico

$$z = \frac{z_d - z_m}{\sqrt{1/(N_d - 3) + 1/(N_m - 3)}} \quad [3]$$

Se calculó la probabilidad de z para un test de dos colas.

El error relativo (ER) de las estimaciones de la lluvia fue calculado como la raíz del error cuadrático medio dividido por el desvío estándar de las observaciones, para hacer posible la comparación del error en localidades con regímenes de lluvia diferentes.

El ER de las anomalías trimestrales de lluvia obtenidas mediante el modelo global es muy elevado y se encuentra entre 70 y 80 % en la mayoría de los sitios (Fig. 3a). El procedimiento de downscaling reduce este error en apenas un 5 % en promedio (Fig. 3b).

Cabe recordar que en las simulaciones realizadas con el modelo global, las cuales proveen las variables atmosféricas de entrada para estimar la lluvia local por downscaling, se prescribió una sola condición de borde: la TSM. Si bien las investigaciones mencionadas en la introducción

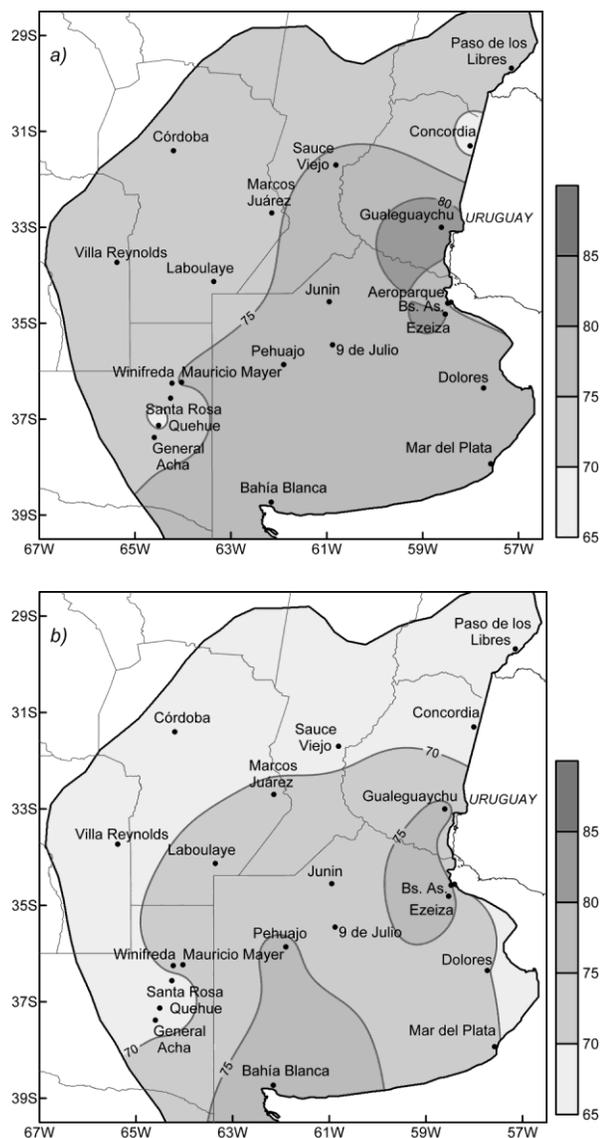


Figura 3: Desempeño local. Error relativo (ver definición en el texto) de las anomalías trimestrales de lluvia estimadas a) mediante el modelo atmosférico global CSIRO-9, b) por downscaling.

señalan que esta condición de borde condiciona fuertemente la dinámica atmosférica, existen otras condiciones de borde que pueden tener una influencia no despreciable, como la extensión del hielo de mar, temperatura y humedad del suelo, acumulación de nieve, etc., que junto con la prescripción de condiciones iniciales realistas podrían contribuir a reducir el error de las estimaciones de lluvia directas y por downscaling.

Otro factor que puede generar error en los dos procedimientos de estimación de la lluvia es la existencia de errores sistemáticos en el MCGA CSIRO-9. Este aspecto fue examinado en detalle en Labraga y Frumento (2003). En ese trabajo se encontró que, si bien el modelo reproduce adecuadamente el ciclo anual de las variables fundamentales, produce un error en la localización del máximo de temperatura sobre el continente que explicaría el sesgo encontrado en la circulación de niveles bajos, el transporte de humedad y la tasa de lluvia en el sudeste de Sudamérica, conducentes a una subestimación significativa de la lluvia que afecta la región de estudio en particular.

3.2 Desempeño regional

La correspondencia entre los patrones espaciales de las anomalías trimestrales de la lluvia estimadas por downscaling o por interpolación directa de los datos del modelo global y los patrones de las anomalías observadas permite evaluar el desempeño de ambas aproximaciones sobre la Región Pampeana en su conjunto. El grado de correspondencia con la realidad puede ser ponderado mediante el coeficiente de correlación entre patrones de anomalías CPA, definido en la forma usual (ver Anderson y otros 1999), cuyo valor está acotado entre -1 y +1. Los valores de CPA obtenidos son mostrados en la Fig. 4. Como las anomalías de la lluvia no se distribuyen uniformemente dentro de la Región Pampeana y la resolución espacial del modelo global es baja, éste

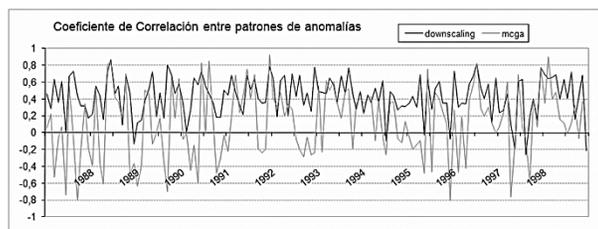


Figura 4: Desempeño regional. Coeficiente de correlación entre patrones de anomalías (CPA) en función del tiempo. Línea negra: CPA entre anomalías trimestrales de lluvias observadas y estimadas por downscaling. Línea gris: CPA entre anomalías observadas y estimadas mediante el modelo global.

no puede discernir adecuadamente los cambios espaciales en la magnitud o el signo de las anomalías de lluvia.

Por lo tanto, los valores de CPA fluctuaron en el tiempo ampliamente entre valores positivos y negativos y alcanzaron un valor promedio de solo 0.12 en todo el período (Fig. 4). El método de downscaling, en cambio, resolvió mejor las variaciones locales de la lluvia, por lo cual las fluctuaciones de CPA tuvieron menor amplitud y su valor promedio en el periodo fue 0.45 (Fig. 4).

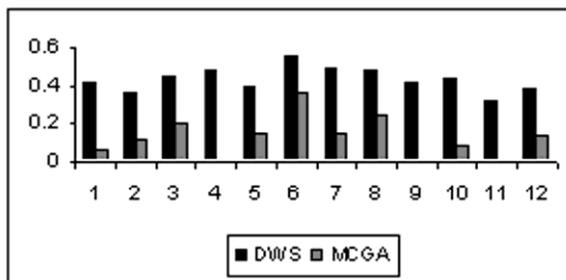


Figura 5: Variación anual de CPA para las estimaciones de lluvia por downscaling (DWS) y por el MCGA CSIRO-9.

La Fig. 5 muestra las variaciones en el desempeño de los procedimientos de estimación de la lluvia durante el año. Ambos métodos son más efectivos en los meses de invierno, pero el método de downscaling mejora significativamente ($p < 0.05$) los resultados del modelo global en cualquier época del año, más notoriamente en primavera y verano.

Otro aspecto a examinar en el procedimiento de downscaling es su capacidad para reproducir el desarrollo de períodos húmedos o secos que afectaron a la mayor parte de la región y que fueron relevantes por su persistencia o intensidad.

El promedio de las anomalías de lluvia de los 22 sitios de la región de estudio puede servir a este propósito y es mostrado en la Fig.6. Cada serie fue normalizada dividiendo por su desvío estándar ($\sigma_o = 28$, $\sigma_d = 11$ y $\sigma_c = 8$ para observaciones, downscaling y MCGA CSIRO-9 respectivamente). Se aplicó un promedio móvil de 3 meses en las series para suavizar las anomalías intra-estacionales y destacar las más persistentes.

Desde octubre de 1997 hasta mayo de 1998 las anomalías de lluvia observadas tuvieron continuamente signo positivo y en los meses de

diciembre y enero fueron mayores que 3σ . Los dos procedimientos de estimación reproducen este período húmedo, con valores máximos superiores a 3σ en los meses de verano. Otros dos eventos húmedos más breves y menos intensos, mayores que 2σ , tuvieron lugar en 1990, pero no fueron reproducidos por los métodos de estimación, mientras que el evento del invierno de 1991 de poca intensidad (mayor que 1σ) fue reproducido adecuadamente.

El período seco más prolongado ocurrió entre marzo de 1988 y octubre de 1989, con grandes fluctuaciones mensuales durante el mismo y un valor extremo superior a 2σ en mayo de 1988. Las estimaciones concuerdan en la ocurrencia de anomalías negativas de aproximadamente 1σ en los meses de invierno de ambos años, pero no reproducen la continuidad de la sequía observada en los meses del verano 1988-1989.

El comportamiento de las dos series de estimaciones mostradas en la Fig. 6 es muy semejante. Evidentemente, al promediar sobre toda la región, el método de downscaling pierde su ventaja inherente sobre el MCGA, esto es, su mayor correspondencia local con las observaciones, mostrado en la Fig. 2.

De acuerdo con Barros y Silvestre (2002), las anomalías de temperatura en el Pacífico ecuatorial medidas por el índice de la región Niño-3.4, brevemente EN3.4, (ver definición en Trenberth 1999) están significativamente correlacionadas con

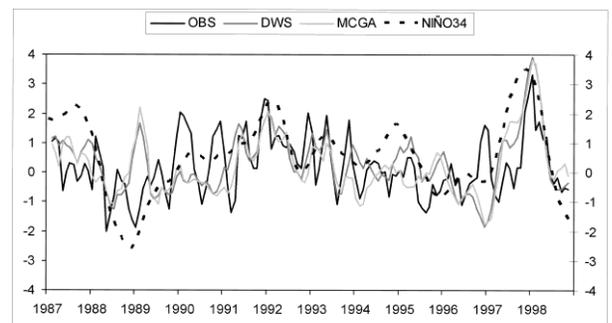


Figura 6: Series de los promedios de las anomalías de lluvia sobre toda la región de estudio, normalizadas por sus respectivos desvíos estándar. Negro: valores observados. Gris oscuro: valores modelados por downscaling. Gris claro: valores obtenidos del modelo global. Línea de trazos: índice de temperatura de la región Niño-3.4.

las anomalías de lluvia de la Región Pampeana en primavera. En la Fig. 6 se muestra el valor de EN3.4 en el período 1987-1998. Esta correspondencia se ve reflejada en los valores de lluvia estimados. Así, cuando el valor absoluto de EN3.4 es mayor que uno (anomalías mayores que un desvío estándar), la correlación entre observaciones y estimaciones por downscaling es 0.72 (significativa $p < 0.01$). Cuando el valor absoluto del índice EN3.4 es menor que uno, la correlación es no significativa e igual a 0.11. Los valores de correlación para las estimaciones mediante el MCGA CSIRO-9 son 0.59 y 0.14 respectivamente.

3.3 Reproducción de los modos normales de variación de la lluvia

La aplicación del método de Análisis de las Componentes Principales ACP (von Storch y Zwiers 2001) a las 22 series mensuales de lluvia, permitió identificar los patrones dominantes de su variabilidad en la región y ponderar las capacidades y limitaciones de los dos métodos de estimación, por comparación de los respectivos patrones modelados con los observados.

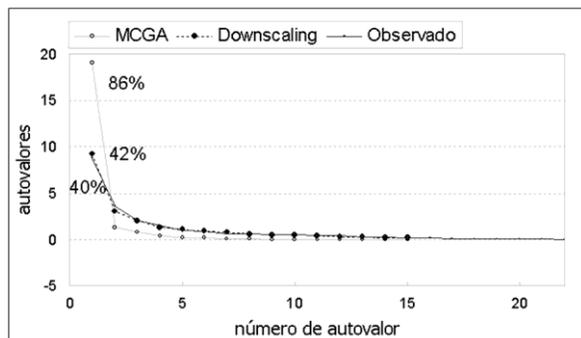


Figura 7: Análisis de las Componentes Principales de las anomalías mensuales de lluvia. Autovalores de los datos observados, modelados por downscaling y modelados por el MCGA CSIRO-9.

En los datos observados, el porcentaje de la varianza explicada por las tres primeras componentes suma 65 %, repartidos en 40, 16 y 9 %. En las estimaciones por downscaling las tres primeras componentes reúnen el 65 % de la varianza, escalonada en 42, 14 y 9 %. En los datos

obtenidos del modelo global, la varianza está concentrada en la primera componente con 87% y contribuciones no significativas en la segunda (6 %) y tercera (4 %).

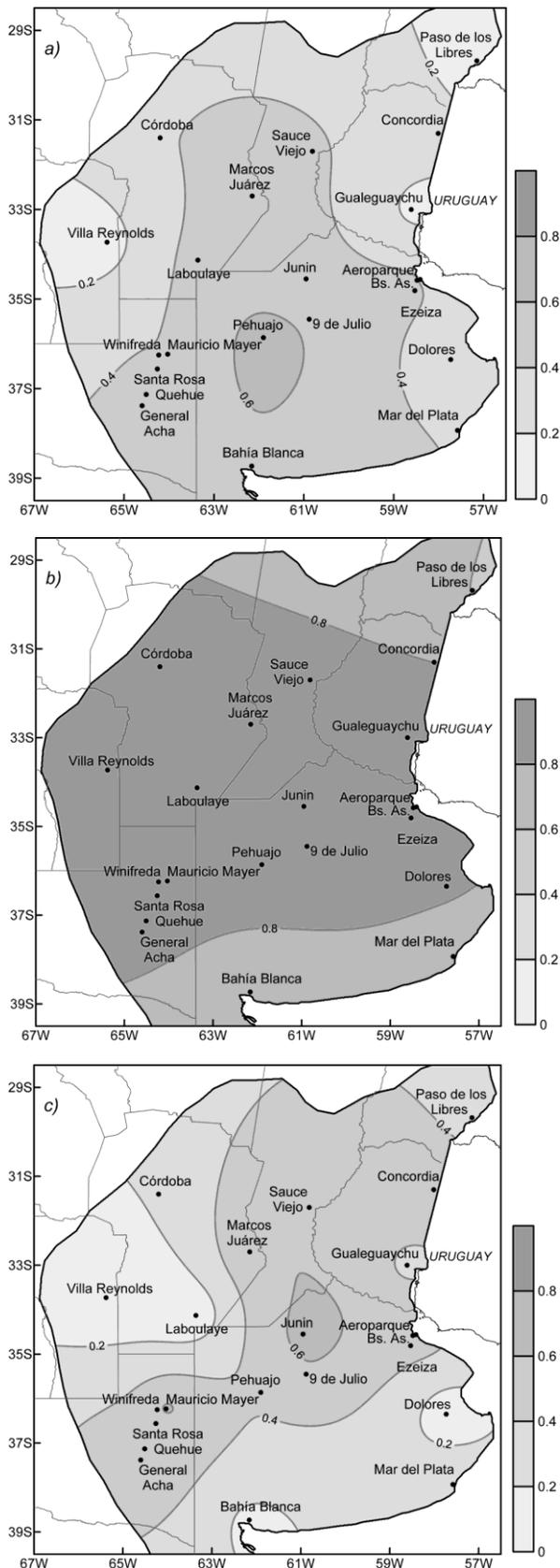
Tanto en los datos observados como en las estimaciones por downscaling sólo la primera y segunda componentes principales son significativas al nivel 95 % de acuerdo con el test de Overland y Preisendorfer (1982). En las estimaciones basadas en el MCGA solo la primera componente alcanza este nivel de significación estadística, lo cual evidencia las limitaciones del modelo global para reproducir el segundo modo de la variabilidad observada que sí es captado por downscaling (Fig. 7).

Krepper y otros (1989) estudiaron la variabilidad de la lluvia en el centro y sur de la Región Pampeana, en las escalas mensual, trimestral y anual, mediante análisis de las componentes principales de series de 30 localidades del período 1947-1976. Encontraron que sólo dos autovectores eran significativos al nivel de 95 %. Tanto en las series mensuales como trimestrales, los autovectores tenían patrones espaciales muy semejantes, lo cual indica que los procesos con períodos característicos entre 1 y 3 meses no pueden contribuir significativamente a estos autovectores.

Un análisis espectral de las componentes principales les permitió determinar que en la primera componente los procesos dominantes son de escala anual, mientras que en la segunda componente dominan procesos con escalas de 6 a 7 meses.

La Fig. 8 muestra el primer autovector del ACP obtenido con las series de datos mensuales del período 1987-1998, para los datos observados, estimados por downscaling y por el MCGA.CSIRO-9. En el primer autovector de los datos observados (Fig. 8a) puede identificarse una zona de máxima variabilidad ubicada hacia el sudeste de la región, también presente en los resultados de Krepper y otros (1989), el cual estos autores asociaron con un efecto orográfico modulador de la Sierra de la Ventana.

Esta estructura de la variabilidad está algo desplazada hacia el noreste en los datos estimados por downscaling (Fig. 8c) y se



encuentra completamente ausente en el autovector de los datos obtenidos del MCGA CSIRO-9 (Fig. 8b), el cual muestra un patrón bastante uniforme.

Es razonable preguntarse si el patrón de variabilidad mostrado en la Fig. 8a varía durante las estaciones. Los resultados de Krepper y otros (1989) indican que el patrón de la primera componente es muy similar en primavera, verano y otoño, mientras que en invierno es más bien indefinido. Algo semejante encontraron en la segunda componente. Los resultados obtenidos para cada estación separadamente (no mostrados) son coherentes con los citados anteriormente, pero son menos sólidos que los derivados del análisis del período completo debido a la menor longitud de las series.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha evaluado un procedimiento para estimar las anomalías trimestrales de la lluvia en sitios de la Región Pampeana, basado en la combinación de un ensamble de simulaciones con el MCGA CSIRO-9, forzadas con la SST observada, y la aplicación de modelos estadísticos para la regionalización de la lluvia. Las medidas estadísticas de correlación y error relativo calculadas con ese propósito, indican que el procedimiento de downscaling puede mejorar la confiabilidad en el signo de las anomalías de lluvia estimadas localmente respecto de los resultados del modelo global, pero no mejora substancialmente la estimación de su magnitud. Ambos procedimientos subestiman la varianza de las anomalías de la lluvia.

El análisis de la serie del promedio de las anomalías de lluvia de toda la región desde 1987 hasta 1998, indica que la evolución del período húmedo más prolongado e intenso registrado en la región desde octubre de 1997 hasta mayo de 1998 fue reproducida aceptablemente, aun cuando la magnitud del evento fue subestimada.

Figura 8: Análisis de las Componentes Principales de las anomalías mensuales de lluvia. Primer autovector de: a) datos observados, b) datos modelados con el MCGA CSIRO-9 y c) datos modelados por downscaling

Algunos períodos húmedos más breves y menos intensos no fueron captados. El período seco más prolongado 1988-1989 fue reproducido parcialmente. Tanto los resultados del análisis de las componentes principales como el coeficiente de correlación entre patrones de anomalías indican que el método de downscaling empleado puede discernir las variaciones más importante en el comportamiento de la lluvia que tienen lugar dentro de la Región Pampeana (sub-áreas más sensibles a los extremos), mejorando en este respecto los resultados del modelo global de baja resolución espacial.

Finalmente, es conviene resaltar tres aspectos de los experimentos realizados. 1) Las simulaciones globales realizadas con el MCGA están condicionadas por las características particulares de la temperatura de la superficie del mar registradas en el período 1987-1998. Como ya fue mencionado en la sección Introducción, éste es posiblemente el factor externo más importante en la generación y mantenimiento de anomalías de baja frecuencia en la circulación atmosférica, pero no es ciertamente el único factor. La inclusión de otros factores, como el estado termodinámico del suelo por ejemplo, puede conducir a una distribución espacial y temporal de las anomalías de lluvia más aproximada a la realidad. 2) El procedimiento para obtener la señal climática se realiza mediante el promedio de ensamble de las anomalías (ver Labraga 2005). Al filtrar de este modo la variabilidad interna de la atmósfera (ruido) se tiende a subestimar la amplitud de las anomalías climáticas observadas. Esto se aprecia claramente al comparar los valores observados y estimados en las series de promedios de lluvia de toda la región en la Fig. 6, si se toman en cuenta los factores de normalización de cada serie 3). La lluvia es uno de los procesos atmosféricos que involucra interacciones no-lineales en un rango de escalas de movimiento atmosférico muy amplio. La búsqueda de relaciones lineales empíricas entre el estado de la atmósfera y la cantidad de lluvia registrada en un sitio que se propuso en este trabajo, es un enfoque válido y efectivo, pero implica una simplificación importante del problema, la cual puede explicar algunas de sus principales limitaciones. La utilización de modelos atmosféricos regionales de alta resolución para llevar a cabo un downscaling dinámico de la lluvia está siendo investigada

actualmente en el contexto del pronóstico climático estacional.

Agradecimientos: Esta investigación fue realizada con financiamiento de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) a través del proyecto: “Variabilidad y predictabilidad climática de la precipitación en la Región Pampeana Argentina y su impacto sobre el sistema agronómico”, PICT-2005 32296. Se agradece especialmente la dedicada labor de los revisores anónimos.

REFERENCIAS

- Anderson J., Van den Dool H., Barnston A., Chen W., Stern W. y Ploshay J., 1999. Present-day capabilities of numerical and statistical models for atmospheric extratropical seasonal simulation and prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80(7), 1349–1361.
- Barreiro M., 2009. Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-009-0666-9, online first.
- Barros V. R. y Silvestri G. E., 2002. The relation between Sea Surface Temperature at the subtropical south-central Pacific and precipitation in southeastern South America. *J. Clim.*, 15, 251–267.
- Goddard L., Barnston A. G. y Mason S. J., 2003. Evaluation of the IRI’s “Net Assessment” Seasonal Climate Forecasts 1997–2001. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84, 1761–1781.
- Grimm A. M., Barros V. R. y Doyle M. E., 2000. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña Events. *J. Clim.*, 13, 35–58.
- Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S.K., Hnilo J.J., Fiorino M. y Potter GL, 2002. NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Met. Soc.*, 83: 1631–1643.
- Kidson J., 1999. Principal Modes of Southern Hemisphere Low-frequency Variability Obtained from NCEP-NCAR Reanalyses. *J. Climate*, 12: 2808–2830.
- Krepper C. M., Scian B. V. y Pierini J.O., 1989. Time and Space Variability of Rainfall in central-East Argentina. *J. Clim.*, 2, 39–47.

- Labraga J.C., 2005. Simulation capability of tropical and extratropical seasonal climate anomalies over South America. *Climate Dynamics*, 25, 427-445.
- Labraga J.C. y Brandizi L., 2009. Estimación de la lluvia mensual en sitios de la Región Pampeana Argentina mediante modelos estadísticos: Desempeño y aplicaciones. XXIV Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Mendoza, 14 al 17 de Abril de 2009. Resumen extendido en Actas de la reunión, en prensa.
- Labraga J.C. y Frumento O., 2003. The climate of South America simulated by the coupled model CSIRO Mark 2. *Meteorológica*, 28, Nro. 1 y 2, 63-82.
- Labraga J.C., Scian B. y Frumento O., 2002. Anomalies in the atmospheric circulation associated with the rainfall excess or deficit in the Pampa Region in Argentina. *JGR-Atmospheres*, Doi: 10.1029/2002JD002113, 107, D23, 1-15.
- McGregor J. L., Gordon H. B., Watterson I. G., Dix M. R. y Rotstayn L. D., 1993. The CSIRO 9-level atmospheric general circulation model. CSIRO Division of Atmospheric Research, Tech. Paper No. 26, 89 pp.
- McKee T.B., Doesken N.J. y Kleist J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: 8th conference on applied climatology, Anaheim, CA. American Meteorological Society, pp 179-184.
- Min W. y Shubert S., 1997. The climate signal in regional moisture fluxes: A comparison of three global data assimilation products. *J. Clim.*, 10, 2623- 2642.
- Mo K. C., 2000. Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 13(16), 3599-3610.
- Overland J. E. y Preisendorfer R. W., 1982. A significance test for principal components applied to a cyclone climatology. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1-4.
- Saha S., Nadiga S., Thiaw C., Wang J., Wang W., Zhang Q., Van Den Dool H. M., Pan H.-L., Moorthi S., Behringer D., Stokes D., Peña M., Lord S. , White G., Ebisuzaki W., Peng P. y Xie P. , 2006: The NCEP Climate Forecast System. *J. Clim.*, 19, 3483-3517.
- Salathe E. P., 2003. Comparison of various precipitation downscaling methods for the simulation of streamflow in a rainshadow river basin. *Int. J. Climatol.*, 23, 887-901.
- Scian B., Labraga J.C., Reimers W. y Frumento O., 2006. Characteristics of large-scale atmospheric circulation related to extreme monthly rainfall anomalies in the Pampa Region, Argentina, under non-ENSO conditions. *Theor. Appl. Climatol.*, DOI 10.1007/s00704-005-0182-8, 85, 89-106.
- Silvestri G. E. y Vera C. S., 2003. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, 30(21), 2115, doi:10.1029/2003GL018277.
- Vera C., Silvestri G., Barros V. y Carril A., 2004. Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. *J. Clim.*, 17(9), 1741-1753.
- von Storch H., Hewitson B. y Mearns L. 2000. Review of empirical downscaling techniques. Regional climate development under global warming, General Tech. Rep. 4, Torbjørnrud, Norway, 29-46.
- von Storch H., F. W. Zwiers 2001. *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press, Cambridge, 484págs.
- Wilks D.S., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, 2nd Ed. International Geophysics Series, Vol. 59, Academic Press, 627 págs.

IDD AND MESOSCALE MODEL INTEGRATED SYSTEM

Lia Martins Costa do Amaral, C. T. Homann y Y. Yamasaki

Federal University of Pelotas, Pelotas, RS, Brazil

(Manuscrito recibido el 17 de marzo de 2010, en su versión final el 7 de noviembre de 2010, aceptado el 20 de noviembre de 2010)

ABSTRACT

As part of the group of research institutions and universities participating in the UNIDATA program, the Federal University of Pelotas (RS-Brazil) has implemented an automatic data acquisition with forecasting and synoptic analysis system. It is based on the data distribution system (IDD) of the UNIDATA (University Data Project) and uses the Local Data Management module (LDM). This is an integrated system which has been primarily implemented to use the GFS/NCEP global forecasting model data for the processing of the regional MM5 mesoscale model, providing the necessary initial and lateral boundary conditions data. The MM5 has been configured to provide the forecast of the mesoscale systems over the State of Rio Grande do Sul (RS). The use of the data and model integrated system contributes to improve the skill analysis of the model output, aiming to investigate the benefits of its association in the evaluation of the performance of the integrated system.

Keywords: mesoscale, data, MM5, IDD, LDM.

IDD Y EL SISTEMA INTEGRADO DEL MODELO DE MESOESCALA

RESUMEN

Como parte del grupo de instituciones de investigación y universidades que participan en el programa UNIDATA, la Universidad Federal del Pelotas (RS-Brasil) ha implantado un sistema automático de adquisición de datos, pronóstico y análisis sinóptico. Se basa en el sistema de distribución de datos (IDD) de la UNIDATA (University Data Project) y utiliza el módulo de gestión de datos local (LDM). Este es un sistema integrado que se ha implementado para usar los pronósticos de modelos globales GFS/NCEP para la inicialización y regeneración de los modelos regionales; utilizando las facilidades del IDD y del LDM. El MM5 se configuró para los pronósticos de mesoescala sobre el estado de Rio Grande del Sur (RS). El uso del sistema de datos y el modelo integrado contribuye a mejorar el análisis de habilidad de la salida del modelo, con el objetivo de investigar los beneficios de su asociación en la evaluación del desempeño del sistema integrado.

Palabras Clave: mesoescala, datos, MM5, IDD, LDM.

1. INTRODUCTION

Modern world's demands as well as the increasing support requirements for society's economical planning are increasingly strengthening the technical and scientific investments to supply the needs for monitoring and weather forecasting systems advance, development and improvement.

The numerical weather prediction is the primary and essential component of these systems, despite innumerous technical factors which still been in a relatively incipient development regarding the parameterizations, and is providing forecasting with a high level of skill and reliability.

The fact that allowed the advance of the modeling and numerical weather forecasting fields is the rapid development and evolution of telecommunications and information technology fields. This is associated, as a consequence of its assessment, with the increasing computing power and reduced costs, which has been facilitating its acquisitions by academic and personal environments. However, despite technical and scientific advances, as well as the capacity of processing, numerical models processing is still restricted to being processed with relatively low space resolution in a global scale level. Even though, it is providing conditions for several universities and research centers to routinely process their own regional mesoscale numerical models, with very high space resolution (e.g. 18km, 6km and 2km used by UFPEL) compared with global forecasting models (54km).

The numerical weather prediction models, on a regional level, demands meteorological observational data with high space and time resolution, in order to forecast the mesoscale phenomena which cannot be captured by the coarser grid resolutions of the large scale global models. These meteorological data were, until recently, practically monopolized by data acquisition centers, usually governmental institutions, which have been justifying such fact, not only due to the economic value of data, but also due to geopolitical questions. Although there are still some restrictions from some institutions, several data are presently available for public domain but not for commercial purpose.

According to Almeida et al. (2005), to facilitate the data access, for the development of atmospheric research, particularly for modeling and numerical

weather prediction, the American universities established in the 80's decade a program called "University Data Project" (Unidata) – in the University Corporation for Atmospheric Research (UCAR).

The Unidata program (<http://www.unidata.ucar.edu/>) has fastly developed. Its mission is: to provide data services, tools and cybernetic infrastructure, acting as a leader in the advance of Earth system's science and in the creation of educational opportunities, as well as in the increase of its user's participation (Yoksas 2006). Presently, it has more than 25,000 users registered from about 150 countries; comprising 1,500 academic institutions and 7,000 organizations. Within this program it was implemented, the project: Internet Data Distribution System (IDD), which evolves the Local Data Management (LDM) software, to enable the network data distribution. As an integrate member, participating along with a great number of research institutions and universities in the UNIDATA program, the Federal University of Pelotas (RS-Brazil) installed an automated integrated data acquisition and processing system. The integrated system has been developed, among others, to use the forecasts of the GFS/NCEP, global forecasting model data, in the regional MM5 mesoscale processing, to fulfill the primary requirements of initial and lateral boundary conditions, using the facilities of the IDD and LDM. This system, besides being used to contribute to the improvement of the skill of the model, as well as providing the weather forecast for the southern region of the country, is used to investigate the benefits of the collective combination - models to predict mesoscale events, and the evaluation of the performance of the integrated system with data acquisition. The products of this integrated system are currently available on the Internet network (<http://200.132.99.3/mm5/yy.html>).

2. IDD AND LDM SYSTEM

The Internet Data Distribution (IDD) is a dissemination of meteorological data system, almost in real time – which depends only on communication transfer time and their availability for community users - throughout Internet. It is coordinated by Unidata Program Center (UPC),

which is the focal point of reference, for a community of more 160 universities and meteorological centers of many countries. The UPC belongs to the same structure of the National Center for Atmospheric Research (NCAR), both subjected to UCAR.

Unlike other systems, where data is accessed from a centralized point, the IDD is designed in a such a way that, data requested by a university/user is sent to their computer(s) as soon as it becomes available, that is, whenever it is collected by the observational system (Global Telecommunication System –GTS). Meteorological data in the IDD system is inserted into a computer source-node and sent through the LDM, by the key software that allows the access through the internet to data distribution system.

Each receiving node of the IDD can use the data locally, and eventually, acts as another network node sending it to other nodes. Thus, the system is not overloaded and allows the distribution to all participants in the network. Due to its closed system nature, it is now a network which sometimes have been referred as Internet-2

The topology of the network connection of the IDD/LDM system of July of 2009 (<http://www.unidata.ucar.edu/software/idd/rtstats>) is presented in Figure 1.

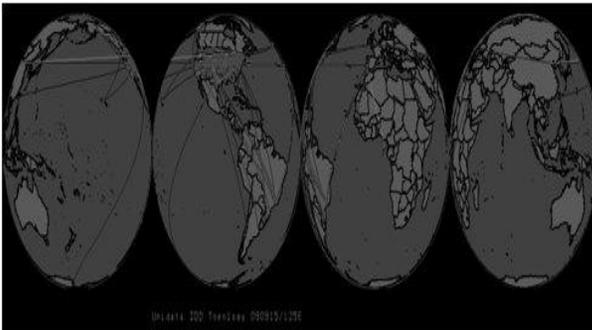


Figure 1: Topology IDD/LDM

The IDD presents numerous benefits and features, inherent to its own system: a) the load distribution allows the decentralization of IDD, avoiding the excessive concentration of data traffic on each node of the network system; so that the large volumes can be distributed without prejudice to any participant; b) a low-cost

implementation, because the required software are freely available open sources; c) permanent support to participants, which also have them from the UPC and the entire community of users; d) remote monitoring, with a set of tools which allow the monitoring, in real time, of all system's network nodes conditions. According to Almeida et al. (2004), a great aspect of the IDD is to allow for the ongoing monitoring, on the Internet, the operation of the system as a whole, or individually, in real-time with the statistics which each LDM can send to remote computers. This facility allows the verification of failures in a given node, allowing, when necessary, to re-configure routes or alternate servers, to redirect the data flow. The various types and sources of data available on the IDD system include:

- conventional meteorological data: collected by synoptic weather stations, buoys, ships, aircrafts and radio-soundings; which are in the global telecommunication system (GTS);

- numerical models data: results from a variety of weather forecasting numerical models, among others, the NCEP, ECMWF, UK, CPTEC, etc.;

- satellite images: several satellites and spectral channels, in particular the GOES series of geostationary and sun-synchronous NOAA series.

A complete list of available data source and available type, with their descriptions, is presented in the

<http://www.unidata.ucar.edu/software/ldm/ldmcurrent/basics/feedtypes/> site. In the system installed in the UFPEL, two reception nodes are included: yy.ufpel.edu.br and the ppn101.ufpel.edu.br – both, properly configured, for receiving data of interest, particularly those related to forecasting operations and research purposes. Following, without a complete description, some of the data type routinely received is shown.

The volume of EXP data type received between 00:00 UTC on 13th to 21:20 UTC on July 15th, 2009, at yy.ufpel.edu.br node from the node CPTEC / INPE, is presented in Figure 2. The bars correspond to three computers, INPE / CPTEC, which sent the data. The highest throughout values per hour, indicate a volume flux around 300 Mbytes/hour, close to the times at which the conventional meteorological data have been collected and transmitted (6 in 6 hours).

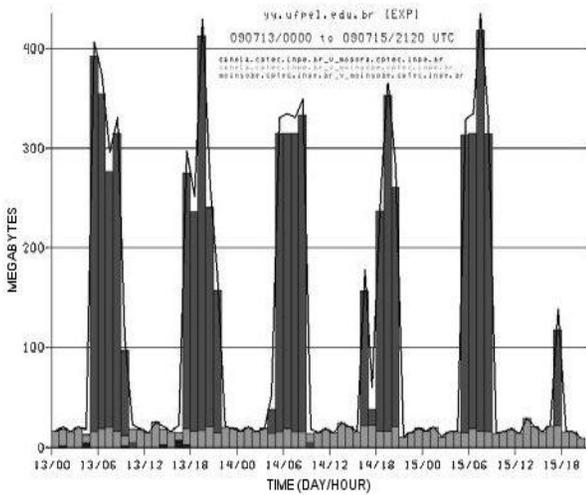


Figure 2: Volume of EXP data received from July, 13th 00:00UTC to 15th 21:20UTC, 2009.

The volume of the conventional HDS (High resolution Data Service) data type, received by yy.ufpel.edu.br node, from July, 13th 00:00UTC to 15th 21:20UTC, 2009, is presented in Figure 3. This data type comprises the binary products, containing centrally generated analysis and forecast fields in binary GRIB formats. The maximum value of shaded lines indicates the total volume flux received, in Mbytes per hour, from all computers of CPTEC / INPE which sent data, indicated by several black and white shaded bars. Each gray tone refers to one computer of the node which sent the data type.

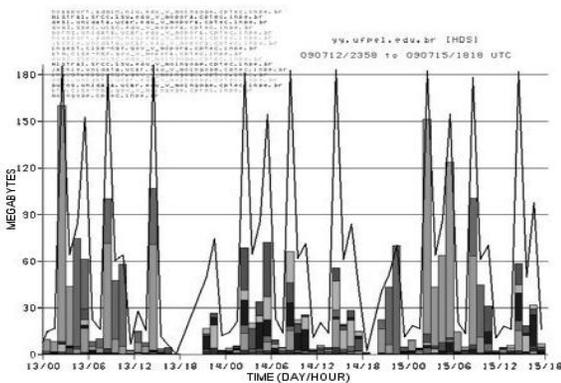


Figure 3: Volume flux of HDS data type received from July, 13th 00:00UTC to 15th 21:20UTC, 2009.

The IDS/DDPLUS data flux comprises the text bulletins, containing weather information or observations from outside of the United States. The volume of conventional data of IDS|DDPLUS type (also known as NOAAport text products), received by the node yy.ufpel.edu.br, from July, 13th 00:00UTC to 15th 21:20UTC, 2009 is shown in Figure 4. The upper line indicates the total volume of data received showing volumes around 30 Mbytes per hour. The gray tones have the same meaning as before.

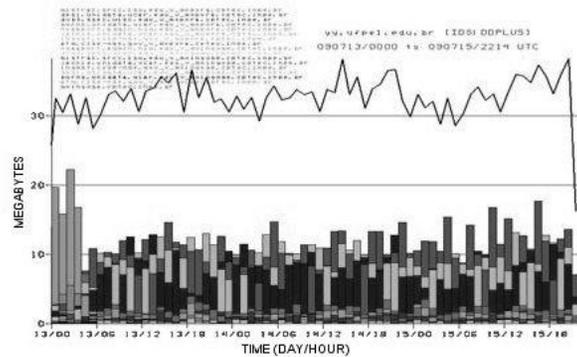


Figure 4: Volume of IDS/DDPLUS data received from July, 13th 00:00UTC to 15th 21:20UTC, 2009.

Figure 5 shows the total flux volumes of EXP, HDS and IDS|DDPLUS data type received from July 14th 00:00UTC to 15th 18:00UTC, 2009 in the yy.ufpel.edu.br node. The shaded bars indicate the corresponding three types of products received.

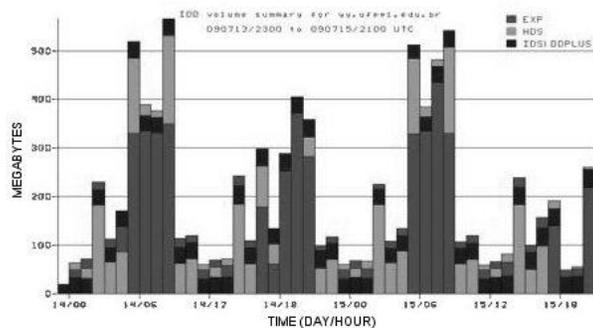


Figure 5: Total volume received in the yy.ufpel.edu.br node from 00:00UTC of July 14th to 18:00UTC of July 15th, 2009.

The highest volume flux, which can be clearly seen, is related to EXP data, which corresponds to forecasting data of numerical weather forecasting global models, excluding the GFS/NCEP which presents much more and the highest data volume flux.

The statistics made over one node of the UFPEL, presented a maximum value of data flux, received from July, 13th 00:00UTC to 15th 21:20UTC, 2009, of 565,806 Mbytes/hour - with an average of 194,081 Mbytes/hour and a total of 38,413 products/hour. The highest data volume, which has been daily received in the other node of the UFPEL, is due to the global forecasting numerical model GFS of NCEP products. The data are transmitted in the conduit flux data type and is received by ppn101.ufpel.edu.br node. All forecasting produced by GFS model has been received, with space resolution of 0.5 degrees, in grib2 format, every 6 hours. The total volume received every 6 hours is around 3 Gbytes; in other words, approximately 12Gbytes per day, as shown in Figure 6.

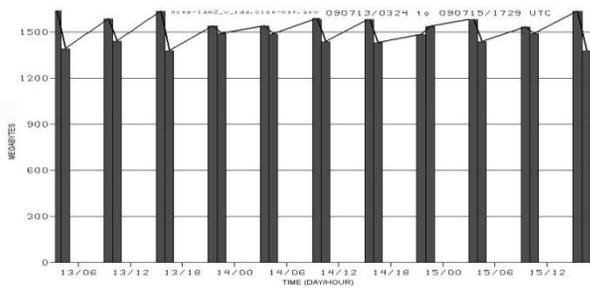


Figure 6: Conduit data flux received from 00:00UTC of July 13th and 12:00UTC of July 15th, 2009

Figure 7 shows the latency of the conduit data flux reception, by ppn101.ufpel.edu.br, from July 13th 03:24UTC to 15th 17:01UTC, 2009. According to the monitoring system, during the period between 12:00UTC and 18:00UTC, the highest latencies and the most critical periods of the day occur. These latencies are related to the time period on which the UFPEL communication system presents the highest number of users. However, even with these high latencies, during some periods of the day, it lasts nearly 1800 seconds to get all the

requested data, with a delay of 30 minutes approximately, considering the whole period depicted in Figure 7. These facts are not too critical, at least for the operations and developments which have been conducted with these data flux in the UFPEL.

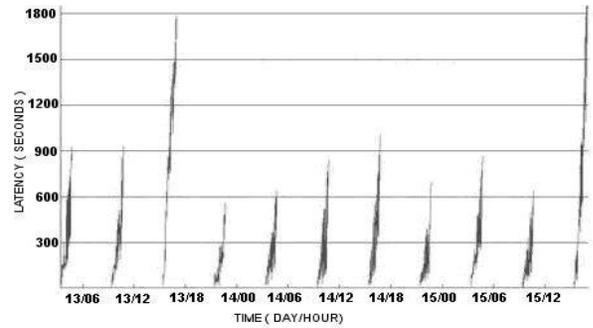


Figure 7: Conduit data flux latency reception from July 13th 03:24UTC to July 15th 17:01UTC, 2009

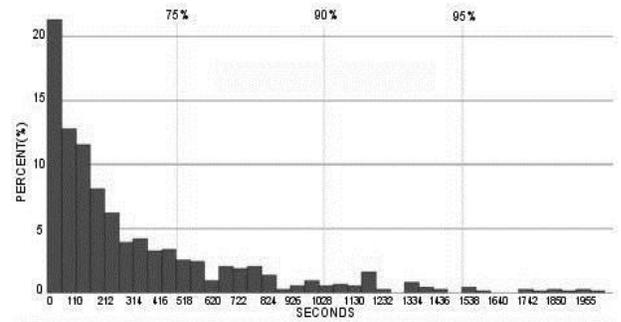


Figure 8: Conduit data reception rate from July 13th 03:24UTC to July 15th 15:00UTC, 2009

The values, as shown on the top of vertical dashed lines in Figure8 represent the total of conduit flux data percentages being received. The horizontal axis, in seconds, exhibits the time that lasted the requested data reception. Therefore, as shown, 75% of them were received in less than 520 seconds, and 90% in less than 1200 seconds. The statistic of the conduit volume data rate received, by ppn101.ufpel.edu.br node, indicates that it has a maximum volume of reception of 1633,936 Mbytes/hour, with an average of 1511,026 Mbytes/hour.

The UPC also provides analysis and visualization software, as GEMPAK, IDV, McIDAS and NetCDF. All of them are extremely useful for several operational and research applications. They are, with the LDM and their decoders, an integrated system with the data acquisition, decoding, analysis and visualization –allowing user’s to generate their own graphics and figures, as well as immediate display for their applications.

3. MM5 MODEL AND THE BASIC CONFIGURATION

The mesoscale modeling system MM5 (Dudhia et al. 2005) is a limited area, non-hydrostatic model, developed in sigma coordinates to simulate or predict the atmospheric mesoscale circulation. The Figure 9 presents the modules of the MM5 system.

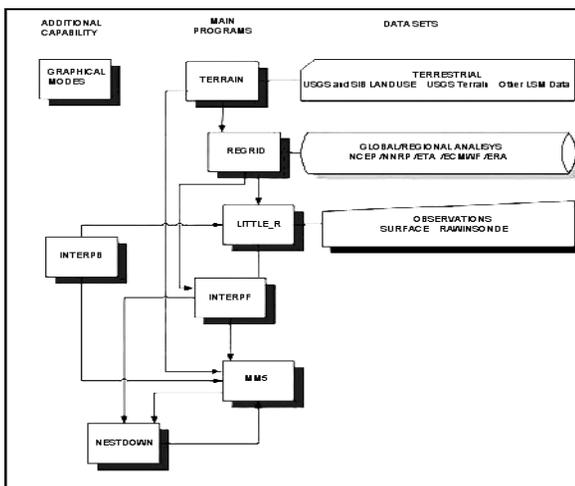


Figure 9: Components of the MM5 modeling system

The integrated system implementation - namely the MM5 mesoscale forecasting model and LDM (conduit data flux) have been made using the forecasting of the global model GFS/ NCEP data. The data has been obtained in GRIB2 format, with space resolution of 0.5 degrees. It enables the processing of the MM5 system, starting with the MM5 system REGRID module (Figure 9). As the LDM also presents, among others, the synoptic and rawinsonde data, they can also be used in the

Little_R module, using the 3DVAR assimilation technique, to process the MM5.

The integrated system has been implemented configuring the MM5 with 3 nested domains, D1, D2 and D3, employing two way integration procedure. The area coverage of each domain is shown in Figure 10. The model has been configured with 23 vertical sigma layers, with higher resolution on lower levels. The top of the model atmosphere has been delimited to 100 hPa.

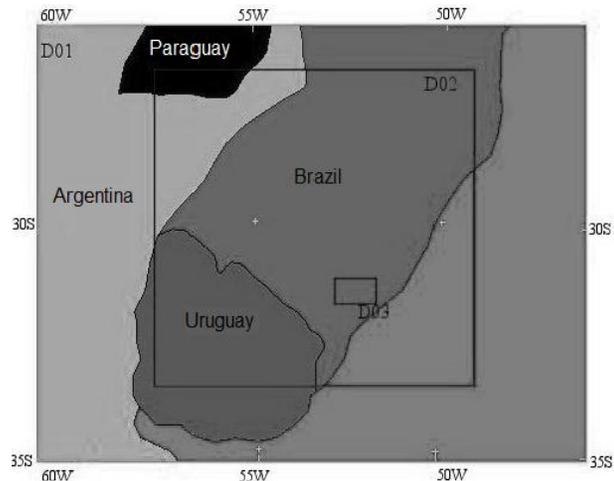


Figure 10: MM5 Domains of integration

Table I shows the horizontal space resolution, pre-established, for each domain of integration; the respective numbers of grid points along the east-west and north-south directions and the time step used in the model integration.

The parameterizations used were established according to Yamasaki and Orgaz (2003). No cumulus parameterization is employed in domains D2 and D3, since the model explicitly treats the convective processes for these space resolutions.

Some of MM5 output, as well as ECMWF global model forecasting products, which have daily been generated and or received in the integrated system will next be presented. The MM5 products will be shown only as an example, for the domain D1. It will not be discussed any weather forecasting analysis of the atmospheric condition, which is beyond the present scope.

MM5 Domain	D1	D2	D3
Horizontal resolution (km)	18	6	2
East-West grids	80	139	52
North-South grids	60	130	31
Time step (s)	54	16	5.3333

Table I: MM5 configurations

4. GEMPAK SYSTEM

The GEMPAK (The **G**eneral **M**eteorology **P**acKage) is a system which generates, for analysis and visualization of meteorological data products. When integrated with an IDD system, besides processing all received data, decoding and providing an efficient data storage, it has been used by several operational weather forecasting centers (Fulker 1997). Some products which have been received in UFPEL are presented below, without being committed to all details of this powerful system for products generation. The technical details on the data collection, processing, as well as installation procedure are presented in <http://www.unidata.ucar.edu/software/gempak>.

Figure 11 shows the CPTEC_ETA forecast of the accumulated rainfall, in 6 hours, for July 17th for 12:00UTC, 2009. The gray shaded bar on the right side indicates the intensity of precipitation in mm. It is overlapped by (channel 4) infrared geostationary GOES-10 satellite image as well as with the METAR data.

Figure 12 shows the ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) model forecast for the 850 hPa temperature field.

The UKMET model forecasting for the mean sea level pressure (hPa), overlapped with channel 4 infrared GOES-10 satellite image, is presented in Figure 13.

The spatial coverage and distribution of the Upper Level Weather Stations (EMA), with the wind vector direction and intensity for 500hPa are presented in Figure 14.

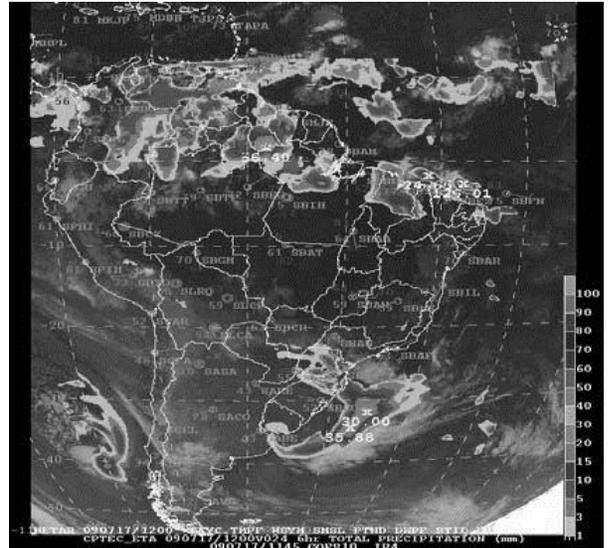


Figure 11: METAR data, 24h total accumulated precipitation of CPTEC_ETA forecast (mm) for 170709:12UTC and the IR-4 GOES-10 satellite image

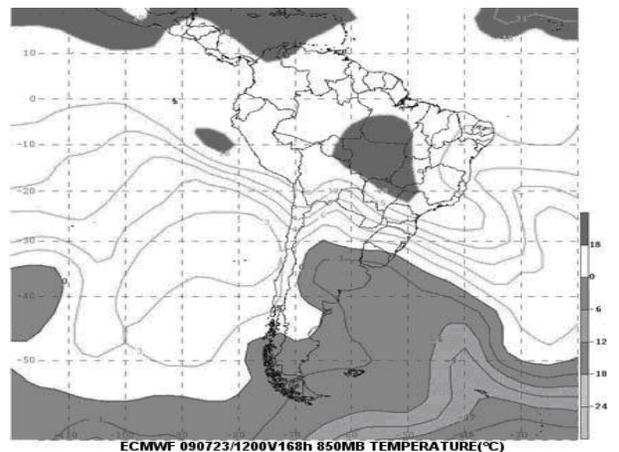


Figure 12: ECMWF model forecasting of temperature (°C) at 850hPa for 12:00 UTC of July, 23rd, 2009.

5. THE INTEGRATED LDM/MM5 SYSTEM RESULTS FOR RIO GRANDE DO SUL STATE (RS) - BRAZIL

The numerical model forecasting of the integrated LDM/MM5 system for Rio Grande do Sul State (RS) - Brazil is presented only, as an example, for the D1 integration domain.

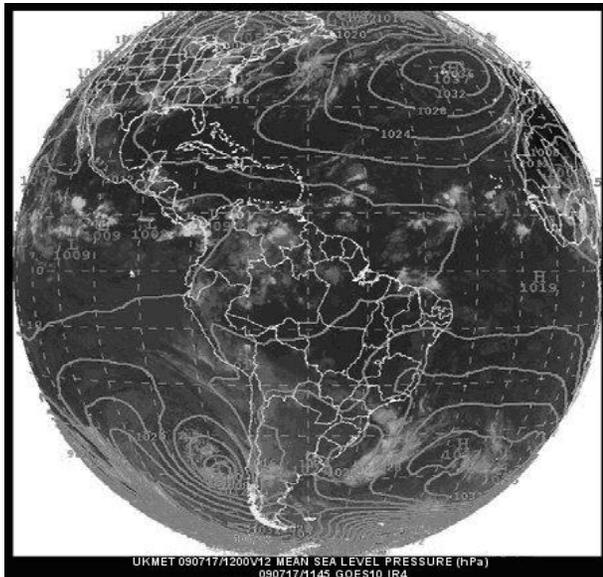


Figure 13: UKMET model forecasting of the mean sea level pressure (hPa), for July 17th 12:00UTC, 2009, over the IR-4 GOES-10 satellite image of 17th 12:00 UTC, 2009



Figure 15: Major cities with MM5 forecasting

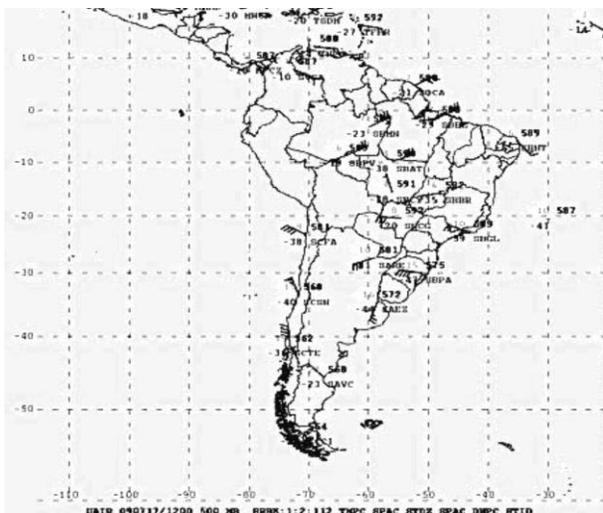


Figure 14: EMA stations coverage map and wind data for July, 17th 12:00UTC, 2009

The model has been integrated for a 5 day period, and hourly forecasting results have been archived. The most commonly used meteorological variables to weather forecasting operations are plotted in graphical forms. One of these forms is presented, as a forecasting product for Rio Grande do Sul State major cities- located on the map shown in Figure 15 – and available on web page <http://200.132.99.3/mm5/yy.html>.

The forecasting in this particular form, presents the MM5 forecasting for the selected city - providing the hourly forecast of: the temperature and rainfall as shown in Figure 16; pressure and precipitable water as in Figure 17 and the wind and clouds as shown in Figure 18 (Pelotas City, respectively). This particular form has been made to attend the demand of the general public and, since the plotting form is self-explained, it is very easy to make the interpretation of the forecasting by itself.

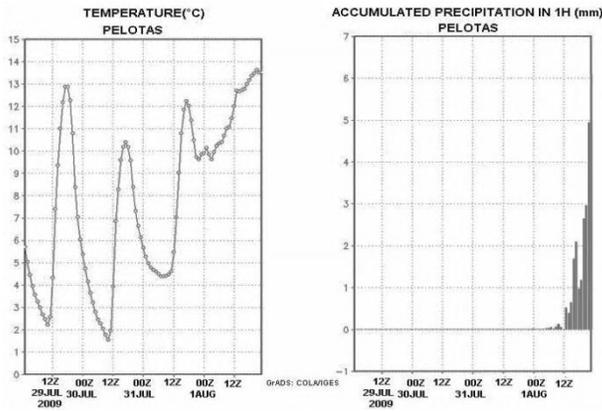


Figure 16: Temperature (°C) and one hour accumulated precipitation (mm) forecasting for 5 day period.

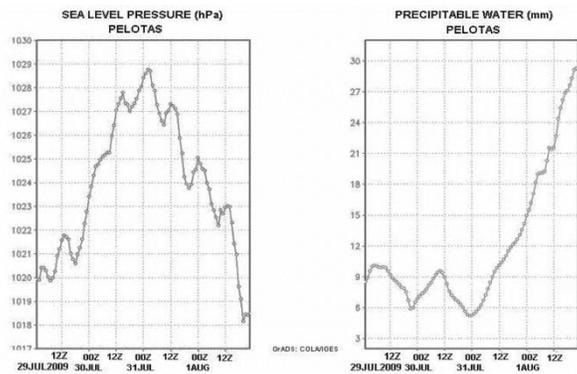


Figure 17: Pressure (hPa) and precipitable water (mm) forecasting for 5 day period

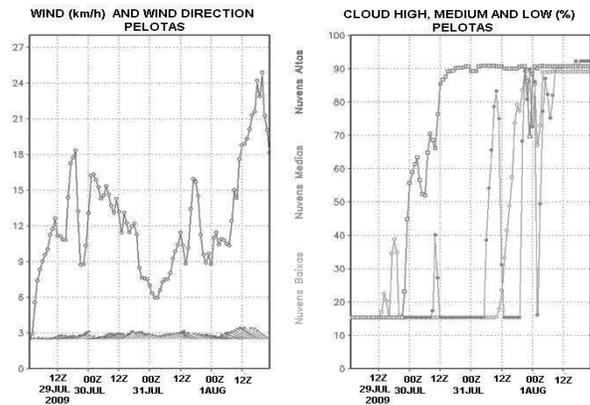


Figure 18: The wind (km/h) and cloud coverage (%) forecasting for 5 day period

Another forecasting presentation is in a loop form. The hourly sequential images, with up to 48h of prognostic fields, are presented as in Figure 19, for the 2m temperature field, predicted for July 30th 07:00UTC, 2009, with model analysis started on July 29th 00:00UTC, 2009. This module allows, therefore, the sequential visualization of different meteorological fields, with hourly forecasting, over the whole area coverage of the MM5 model integration domain.

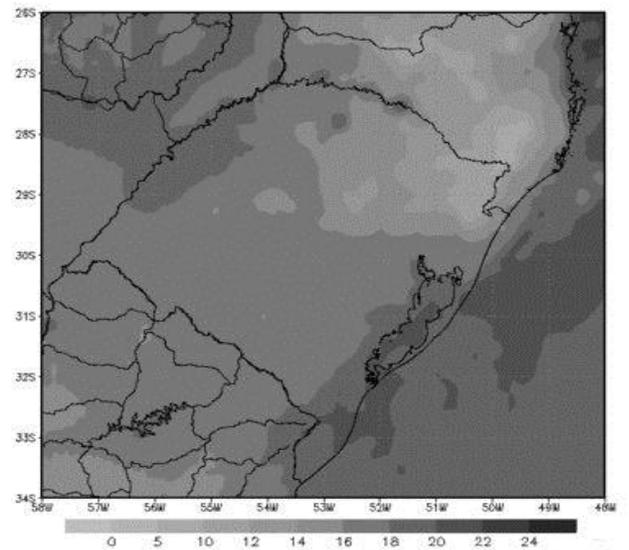


Figure 19: The 2m level temperature (°C) for the MM5 D1 domain

6. CONCLUSION

The ever increasing advent of new methodologies, software, graphic display, formatting standardization and data processing is a present reality, which has been going along with the development of communication and computing - particularly those of "desktop" type. Despite the fast development, the fact is that numerical modeling of the atmosphere, which had been during long time, limited to the numerous physical parameterizations developed for processing of global atmospheric models with relatively low space resolution - both horizontally and vertically -, are still being used in several mesoscale models processing, particularly for

limited areas and grids with a space resolution bigger than about 10 km. Thus, many studies, which were developed in the past for mesoscale models and applied to spatial resolutions above 10 km, have been explored due to the access to new technology capacities and facilities available.

Thus, it is important to implement an efficient system not only for processing, but also for data acquisition, model processing as well as the tools for diagnostic and prognostic tests as an integrated system.

As a result of new developments it was implemented an integrated IDD / LDM / GEMPAK with the MM5 mesoscale model systems. This integrated modeling system implemented since mid-2007 has been processing data 24 hours a day. It has revealed that all modules operate in a consistent way with the needs of both - research and developments, also meeting the needs for operational analysis. The huge volume of data available within the IDD/LDM system - parts of which are of private interests - which are obtained on a daily basis, has proven the efficiency of data gathering. In addition, the system integration with display systems, including one of them, presented here - the GEMPAK - clearly shows the ease with which it is possible to have at hand any product that meets the needs for both research and operation.

One of the important advantages of integrating the system with a display, as GEMPAK, is that it allows the quick detection of any faults in numerical forecasts - and therefore helps as a diagnostic tool also studying involving developments to produce better forecasts of numerical models, as shown for some special cases of the MM5 prognostic model.

Acknowledgments: To all institutions which provided the essential data and supports for carrying out the research: NCEP, UCAR; INPE; UFPEL

REFERENCES

- Almeida W. G., Carvalho L. A., Coelho D. G., Cutrim E., Oliveira I. C., Silva M. G. A. J., Ferreira S. H. S., Yoksas T., Spangler T., 2004. Testes no Brasil com o Sistema de Distribuição de dados meteorológicos pela internet (IDD). XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza. Online at www.cbmet.com/edicoes.php?pageNum_Records_et_busca=12&totalRows_Recordset_busca=694&cgid=22
- Almeida W. G., Carvalho L. A., Ferreira S. H. S., Coelho D. G., Justi M. G., Cutrim E. and Yoksas T., 2005. IDD-Brasil: Distribuição de dados meteorológicos para ensino e pesquisa. Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia, 29(2), 33-38
- Dudhia J., Gil D., Kuo Y. R., Burgeois A., Wang, W., Bruyere C., Wilson J. and Kelly S., 2005. PSU/NCAR Mesoscale Modeling System. MM5 Modeling System V3. NCAR TN, p.1-3. Online at www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/tutorial-v3-notes.html
- Fulker D., Bates S. and Jacobs C., 1997. Unidata: A Virtual Community Sharing Resources via Technological Infrastructure. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 457-468
- Yamasaki, Y. and Orgaz M. L. M., 2003. A MM5 Extreme Precipitation Event Forecast Over Portugal. 13th. PSU/NCAR Mesoscale Model User's Workshop, NCAR, Boulder, p. 85-89.
- Yoksas T., Emmerson S., Chiswell S., Schmidt M. and Stokes J., 2006. The Unidata Internet Data Distribution (IDD) System: A Decade of Development. Preprints, 22nd International Conference on Interactive Information and Processing Systems for Meteorology, Oceanography and Hydrology, American Meteorological Society, January. Online at www.unidata.ucar.edu/publications/uni.bibliosave.html

VIENTOS EXTREMOS EN LA PROVINCIA DE NEUQUÉN

Jorge L. Lassig, Claudia Palese y Anabel Aparician

Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén, Argentina

(Manuscrito recibido el 22 de abril de 2010, en su versión final el 5 de febrero de 2011)

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es calcular los valores extremos de la velocidad del viento con distintos modelos propuestos en normas internacionales que son utilizadas tanto en el diseño de parques eólicos como en el de obras civiles. Se describen los modelos empleados y se realizan los cálculos en 5 lugares de la Provincia de Neuquén, utilizando datos de vientos medidos cuyas series tienen entre 8 meses y 5 años de longitud. Los valores extremos se obtienen con una recurrencia media de 50 años, y corresponden a la velocidad del viento media en intervalos de 10 minutos y de 3 segundos. Los valores encontrados se analizan y se los compara entre sí, con mediciones y con valores propuestos en la norma argentina de seguridad de obras civiles. Los valores extremos estimados según la European Wind Turbine Standards II no subestiman las mediciones disponibles, y comparados con los obtenidos por los otros modelos, se observa que las menores diferencias corresponden a las estaciones con series de mayor longitud. El parámetro de forma de Weibull y la longitud de los registros serían los factores más importantes en las estimaciones de los valores extremos de la velocidad del viento.

Palabras clave: aerogeneradores, velocidad de referencia, velocidad de supervivencia, velocidad básica, velocidades extremas del viento.

EXTREME WINDS IN THE PROVINCE OF NEUQUÉN

ABSTRACT

The objective of this work is to calculate the extreme values of wind speed with different models proposed in international standards that are utilized so much in the design of wind farms as in civil structures. The employed models are described and the calculations are carried out in 5 places of the Neuquén Province, utilizing data of winds measured whose series have between 8 months and 5 years of length. The extreme values are obtained with a return period of 50 years and they correspond to the extreme of the 10-minute and 3-second average wind speed. The found values are analysed and it are compared among them, with measurements and with values proposed in the standard of security of civil structures of Argentina. The extremes values that were estimated according to the European Wind Turbine Standards II do not underestimate the available measurements and the smaller differences observed with the results of the other models correspond to the longest series. The shape parameter of the Weibull distribution and the sample length (time period) would be the most important factors in the estimations of the extremes values of wind speed.

Keywords: wind turbines, reference wind speed, survival velocity, basic velocity, extreme windspeed.

1. INTRODUCCIÓN

Conocer los valores extremos de la velocidad del viento con un retorno de 50 años es de mucho interés en aplicaciones de ingeniería: normas de construcción de edificios, instalación de turbinas eólicas, tendido de líneas de alta tensión, y otras.

En algunas aplicaciones interesa encontrar el posible valor de la mayor tormenta de viento a ocurrir en un lugar específico, en otras el valor de la ráfaga máxima. Ambos valores son distintos.

En el reglamento del Centro de Investigaciones de los Reglamentos Nacionales de Seguridad para las Obras Civiles Nro. 102 (CIRSOC 102) propuesto en 2001 (CIRSOC, 2001) se usa la velocidad básica del viento, V_b . Esta velocidad se calcula utilizando las velocidades extremas anuales considerando un intervalo de medición de 3 segundos (u_T) que está asociada con una recurrencia de 50 años (probabilidad anual de excedencia 0,02). Este dato es importante para los cálculos de las cargas o presiones dinámicas en estructuras.

En el diseño de aerogeneradores se utilizan las normas de la International Electrotechnical Commission, International Standard Nro. 61400-1 (IEC-61400-1) (IEC, 1994) o las European Wind Turbine Standards II (EWTS II, 1998). En ese caso interesa conocer la condición extrema de viento que deberá soportar la turbina eólica en el sitio de emplazamiento, a este valor se lo denomina velocidad de referencia (V_{ref}) y se define como el valor extremo de la velocidad considerando un intervalo de medición de 10 minutos, a la altura del rotor del aerogenerador, con un período de retorno de 50 años. También se debe calcular la velocidad de supervivencia de los aerogeneradores que se define como la velocidad máxima anual considerando intervalo de medición de 3 segundos, que está asociada con una recurrencia de 50 años, Ve_{50} , (o V_b en obras civiles).

Estas velocidades extremas se pueden calcular a través de la distribución de Gumbel (Fisher-Tippett tipo I), construyendo una base de datos a partir de los valores máximos anuales.

Si no hay una estación meteorológica en el sitio de interés, obtener una base de datos de 20 ó 30

valores requeriría una serie climática de datos de vientos del lugar donde se emplazará el futuro parque eólico u obra civil, tiempo imposible de considerar desde el punto de vista económico. En este caso se instala una estación meteorológica automática por un periodo de un año y mediante modelos de correlación o de flujo de aire se extiende la serie corta de datos de viento a una serie de varios años utilizando, si hubiera, otra estación meteorológica con registros de mayor longitud temporal y sometida al mismo régimen climático y características topográficas.

Además del modelo de Gumbel ajustado a la sub-muestra de máximos anuales, SG, (Standard Gumbel) hay otros modelos estadísticos que se utilizan para la estimación cuantitativa de la velocidad extrema. Por ejemplo, el método del pico sobre un umbral de velocidad, POT, (Peak-Over Threshold) que considera la serie completa de velocidades y fija un umbral suficientemente alto en vez de valores máximos.

Otro modelo estadístico es el de la tormenta independiente, MIS (Method of Independent Storms), que analiza una serie temporal de máximos de tormentas a los que se les ajusta una distribución de Gumbel. Este método incluye dos partes, la primera es la obtención de la sub-muestra de máximos independientes de las tormentas identificadas, y en segundo lugar el ajuste de la distribución de Gumbel a esos máximos (An y Pandey 2005).

En este trabajo el objetivo es calcular las velocidades extremas del viento con los distintos modelos de extremos propuestos (según IEC 61400-1; SG según EWTS II; y MIS) en algunos lugares de la provincia de Neuquén y compararlos con los registros de viento de los lugares y con los valores propuestos en el reglamento CIRSOC 102.

2. METODOLOGÍA

En este trabajo se consideran dos tipos de velocidades. Una que surge del promedio de la velocidad considerando un intervalo de medición de 10 minutos, que llamaremos v y otra que también es un valor medio pero de un intervalo de medición más corto: 3 segundos, que llamaremos

u_T . Con el primero se establece la velocidad media anual, v_{med} , y el valor extremo anual, V_{ref} ; y con el segundo el extremo anual V_{e50} .

2.1 Las Normas IEC 61400-1

El diseño de parques eólicos y la determinación del tipo de aerogenerador que se instalará se establecen mediante las normas IEC 61400-1 (1994). Las mismas fijan que se deberán conocer las características del viento del lugar donde se emplazarán las turbinas eólicas, para que los ingenieros calculen las cargas que actuarán sobre los distintos componentes de dichas máquinas y verifiquen que no excedan los límites para evitar daños estructurales o deformaciones irreversibles.

La norma IEC 61400-1 divide el régimen del viento, para el cálculo de la carga y consideraciones de seguridad, en condiciones del viento normales durante las cuales funciona la turbina de viento y, condiciones de viento extremas con períodos medios de retorno de 50 años. Las condiciones de viento extremas se usan para determinar cargas de diseño críticas que la turbina debe resistir durante su vida útil. Estas condiciones extremas incluyen la velocidad máxima debido a las tormentas y los cambios rápidos en velocidad y dirección del viento.

Para definir las características eólicas del sitio interesan las estadísticas de la población de las velocidades del viento y de los valores extremos.

Para la primera se asume que los datos de velocidad del viento (v) ajustan a una distribución Weibull. Se obtienen la velocidad media anual, v_{med} , y los factores de escala c y de forma k que definen $f(v)$ que es la función de densidad de probabilidad (f_{dp}):

$$f(v) = (k/c)(v/c)^{k-1} \exp \left[-(v/c)^k \right] \quad [1]$$

La expresión [1] es válida si v , c y k son mayores que 0.

En la norma IEC 61400-1 el valor máximo de la velocidad del viento se establece con el Modelo de Velocidad de Viento Extremo llamado EWM (Extreme Wind Model). Este modelo se aplica en el cálculo de la carga o presión máxima que puede soportar la estructura del aerogenerador detenido antes que ocurra una rotura (*carga última*).

En la norma IEC 61400-1 la proporción entre la

velocidad de referencia (V_{ref}) y la velocidad media anual (v_{med}) es constante para las distintas clases de aerogeneradores:

$$V_{ref} / v_{med} = 5 \quad [2]$$

Esa relación se basa en valores típicos encontrados en el código de edificación británica. Probablemente la misma sea una característica de latitudes medias, porque en el código de edificación holandés se establece la misma proporción. Este valor resulta de un análisis del tipo SG de mediciones de la velocidad del viento por períodos prolongados (más de 20 años).

2.2. Distribución de valores extremos basada en la función de distribución acumulada de Weibull

Tomando la función de distribución acumulada, F_{da} , de la distribución de Weibull, la distribución de los valores extremos anuales de v está dada por la distribución estadística de orden n :

$$F^n(V) = \left(1 - \exp \left\{ - \left[(V/v_{med}) \Gamma(1+1/k) \right]^k \right\} \right)^n \quad [3]$$

donde Γ es la función gamma.

V_r es el valor extremo anual de v con un período de retorno de T_r años, entonces, se tiene la siguiente relación:

$$1 / \left[1 - F^n(V_r) \right] = T_r$$

$$F(V_r) = \exp \left[n^{-1} \ln(1 - 1/T_r) \right] \quad [4]$$

donde n es el número de eventos independientes. Cuando T_r es 50 años, V_r es V_{ref} .

Combinando [3] y [4] encontramos, después de una simplificación algebraica:

$$V_r / v_{med} = \left[\Gamma(1+1/k) \right]^{-1} \left(- \ln \left\{ 1 - \exp \left[n^{-1} \ln(1 - 1/T_r) \right] \right\} \right)^{1/k} \quad [5]$$

2.3. Distribución Fisher-Tippet tipo I basada en la distribución de Weibull

La distribución Fisher-Tippet tipo I o Gumbel de los valores extremos anuales de v , cuando el patrón de vientos del lugar se ajusta a una distribución de Weibull, es:

$$F_n(V) = \exp \left\{ - \exp \left[- \alpha (V - \beta) \right] \right\} \quad [6]$$

donde α es el parámetro de dispersión y β el parámetro modal. Si c es el parámetro de escala de la distribución de Weibull:

$$\alpha = k/c \left[\ln(n) \right]^{(1-1/k)} \quad [7]$$

$$\beta = c \left[\ln(n) \right]^{1/k} \quad [8]$$

$$c = vmed / \Gamma(1 + 1/k) \quad [9]$$

Para un período de retorno de Tr años es:

$$Tr = \{1 - Fn(Vr)\}^{-1} \rightarrow Fn(Vr) = 1 - 1/Tr \quad [10]$$

Combinando [6] a [10]):

$$Vr/vmed = \left\{ \left[k \Gamma(1 + 1/k) \right]^{-1} \left\{ \left[\ln(n) \right]^{1/k-1} \left\{ k \ln(n) - \ln[-\ln(1 - 1/Tr)] \right\} \right\} \right\} \quad [11]$$

2.4. Número de eventos independientes por año

En las expresiones [5] y [11] la relación de Vr a $vmed$ es función del parámetro de forma k de Weibull, del número de eventos independientes n y del período del retorno Tr .

La teoría del valor extremo considera que los extremos provienen de muestras de n observaciones independientes e idénticamente distribuidas, que se originan de una población a la que se le ajusta una función de distribución acumulada $F(x)$. Entonces el valor extremo tiene una distribución de probabilidad dada por $F^n(x)$.

Así, en el caso de velocidades del viento, si los valores promedio de 10 minutos (v) fueran

estadísticamente independientes de los promedios vecinos, entonces se esperaría que el valor extremo anual de la velocidad del viento tuviera una distribución de probabilidad dada por $[F(x)]^{52596}$, donde $F(x)$ es la distribución de Weibull, y 52596 es la cantidad de intervalos de 10 minutos en un año.

Esto no se observa en la práctica, porque los valores de 10 minutos adyacentes no son independientes. Castillo (1988) ha mostrado que los datos son estadísticamente estacionarios, y por lo tanto tienen un tiempo de correlación finito, τ , entonces, la distribución del valor extremo está dada por $F^n(x)$, donde $n \sim T/\tau$, si T es la longitud del registro (Harris, 1996). Bergström (1992) usa la función de autocorrelación $\rho(\tau)$ para determinar τ , donde τ es el lapso de tiempo con el cual se calcula la correlación. Si pusiéramos $\rho = 0,5$ y resolvemos para τ , la solución puede interpretarse como una medida del tiempo medio, en el cual la variable presenta una autocorrelación inferior a 0,5. La solución de este caso particular usando representación espectral (Rice, 1954) es:

$$v_T = \left[\int_{f_0}^{0.5/T} f^2 S_{uu}(f) df / \int_{f_0}^{0.5/T} S_{uu}(f) df \right]^{0.5} \quad [12]$$

donde $S_{uu}(f)$ es la función de densidad espectral, f la frecuencia y $v_T = 1/\tau$ es la frecuencia efectiva válida para el período T . El límite de la integración inferior, f_0 , puede escogerse alrededor de $1/(2.3600) \text{ Hz}$ para eliminar la parte sinóptica del espectro (EWTS II, 1998). El número de observaciones independientes, promediado sobre un período de longitud T , dentro de un período de tiempo T_p (longitud de la muestra, generalmente 1 año), puede estimarse entonces de la relación:

$$n = v_T T_p \quad [13]$$

Bergström (1992) calculó la frecuencia efectiva v_T en $0,00073 \text{ seg}^{-1}$.

2.5 Estimación de la velocidad de referencia

Usando la expresión [5] o la [11], si Tr es 50 años, la proporción $Vref / vmed$ se calcula como una función del parámetro de forma k de Weibull y se

presenta en la Figura 1. En esta figura las curvas de las distribuciones [5] y [11] casi coinciden. Para determinar el número n de eventos independientes en un año se usa la frecuencia efectiva ν_T dada por Bergström (1992):

$$\left. \begin{aligned} \nu_T &= 7,3 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1} \\ T_p &= 3,1557610^7 \text{ s} \end{aligned} \right\} n = \nu_T T_p = 23037 \quad [14]$$

Esta estimación sugiere que la velocidad del viento ν presenta eventos independientes en promedio cada 5.760 minutos, es decir, cada 4 días.

Para los sitios en terrenos planos en latitudes medias el valor del parámetro k de Weibull varía típicamente entre 1,65 en áreas continentales, 1,9 en áreas costeras y 2,1 en el mar (Rohatgi y Nelson 1994).

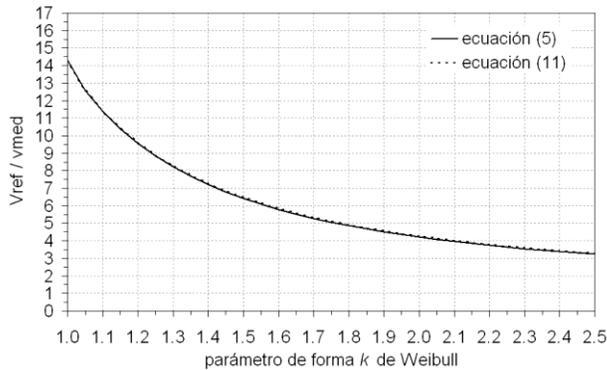


Figura 1: Relación V_{ref}/v_{med} en función del parámetro de forma k de Weibull.

La Figura 1 muestra que V_{ref}/v_{med} es menor o igual a 5 para $k > 1,77$, ya sea que se utilice la expresión [5] o la [11]. En latitudes medias la relación $V_{ref}/v_{med} = 5$ es aceptable para la mayoría de los sitios continentales con terrenos llanos, y es ligeramente conservador para terrenos planos en las áreas costeras.

2.6. Estimación de la velocidad de referencia según el método MIS

Otro modelo estadístico para estimar el valor extremo de ν es el de la tormenta independiente, MIS (Method of Independent Storms), que analiza

una serie temporal de máximos de tormentas. Este método incluye dos partes, la primera es la obtención de la sub-muestra de máximos independientes de las tormentas identificadas, y en segundo lugar el ajuste de la distribución de Gumbel a esos máximos (An y Pandey 2005).

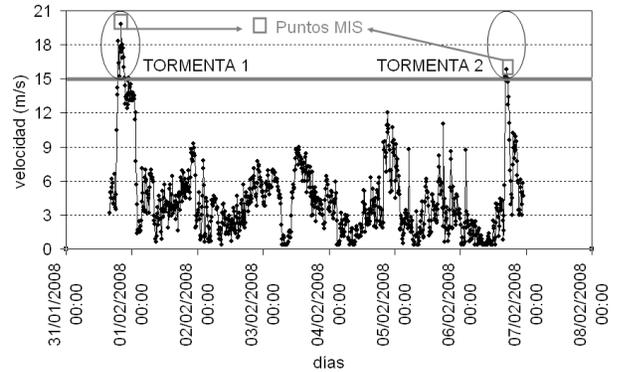


Figura 2: Concepto del método de la tormenta independiente (MIS) en una porción de la serie temporal de Chorriaca (Tabla II). Se han indicado los puntos que conforman la nueva submuestra de datos de tormentas.

Se ha considerado una tormenta de viento cuando la velocidad media, ν , supera 15 m/s y las tormentas están separadas al menos por 4 días. En la Figura 2 se ilustra el concepto del método MIS. Según la expresión [4] un período de retorno de 50 años se corresponde con una probabilidad de 0,98 de que ocurran valores extremos menores o iguales que V_{ref} .

Considerando que los máximos de las tormentas convergen a una distribución de Gumbel, una forma de estimar el valor extremo es a través de: $V = \{-\ln[-\ln(F(V))]/\alpha\} + \beta$, que es una forma linealizada de la expresión [6]. Si $F(V)$ es 0,98, entonces, V es la velocidad de referencia V_{refG} .

La expresión [6] se transforma a la forma lineal $Y_i = a + b X_i$, donde a y b se calculan mediante el método de cuadrados mínimos. La transformación se logra tomando logaritmo natural de la siguiente forma: $Y_i = \ln \{-\ln[F(V_i)]\}$; $X_i = V_i$, donde V_i es la velocidad en la clase i -ésima (marca de clase) y $F(V_i)$ es la frecuencia relativa acumulada de la velocidad V_i , calculada con los datos de la submuestra de los máximos de las tormentas independientes. La pendiente de la recta de

regresión es $b = -\alpha$ y la ordenada al origen es $a = -\alpha\beta$.

2.7. La fdp de la velocidad del viento u_T

Hasta aquí se ha estudiado la distribución de los valores extremos de datos cuyo intervalo de medición es 10 minutos (v). A partir de aquí se analiza la distribución de los valores extremos de velocidad del viento cuyo intervalo de medición es de 3 segundos. Como se ha mencionado en la Introducción, este valor extremo se refiere como la velocidad de supervivencia de los aerogeneradores ($Ve50$) o como la velocidad básica (Vb) en construcciones civiles.

La velocidad media en un intervalo de tiempo corto, T , es anotada como u_T . Se asume que u_T está normalmente distribuida alrededor del valor medio de 10 minutos, v , con desviación estándar σ_T . La fdp condicional de u_T dado v es:

$$f(u_T | v) = (\sigma_T \sqrt{2\pi})^{-1} \exp\left[-0,5(u_T - v/\sigma_T)^2\right] \quad [15]$$

Se asume que la fdp de v sigue una fdp de Weibull con parámetros de escala c y de forma k (expresión [1]).

Según la teoría de probabilidades la función de densidad condicional de Y dado X es:

$$f(y | x) = f(x, y) / f_x(x) \quad [16]$$

donde $f(x,y)$ es la fdp conjunta de X e Y , y $f_x(x) = \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) dy$ es la función de densidad marginal de X . Usando [16] se tiene:

$$f(u_T, v) = f(u_T | v) f(v) \quad [17]$$

con la que se halla:

$$f(u_T) = \int_0^{\infty} f(u_T, v) dv = \int_0^{\infty} N[u_T; v; \sigma_T(v)] \cdot W[v; c; k] dv \quad [18]$$

donde $N[u_T; v, \sigma_T(v)]$ y $W[v; c, k]$ son respectivamente las notaciones de la distribución

Normal y de la distribución de Weibull, y σ_T es la parte de la desviación estándar total, σ_u , que permanece después de haber aplicado un filtro paso bajo con un período T .

La relación $q_T = \sigma_T / \sigma_u$ puede calcularse (Bergström 1992) de:

$$q_T \approx \int_{f_0}^{0,5/T} S_{uu}(f) df / \int_{f_0}^{\infty} S_{uu}(f) df \quad [19]$$

El límite inferior de la integral f_0 puede escogerse aproximadamente $1/(2 \cdot 3600)$ Hz, para eliminar la componente sinóptica del espectro (EWTS II, 1998).

La desviación estándar, σ_u , es una variable aleatoria y se puede calcular según EWTS II como:

$$\sigma_u = v / \ln(z / z_0) \quad [20]$$

donde z_0 es la longitud de rugosidad; o utilizar la expresión dada por la norma IEC 61400-1:

$$\sigma_u = 1,2 I_{med} (0,75 v + 0,16 v_{med}) \quad [21]$$

donde I_{med} es la intensidad de turbulencia media anual, que se calcula de la relación entre la desviación estándar de la velocidad y la velocidad media obtenidas de registros meteorológicos.

Cuando se grafica la fdp $f(u_T)$ de u_T para turbinas eólicas (de gran potencia, clase I a IV) utilizando las expresiones [18] y [21] se observa que la distribución de u_T es similar a una distribución de Weibull presentando diferencias en las colas: la cola derecha más pronunciada y la izquierda en teoría se extiende a $-\infty$ (EWTS II, 1998).

2.8. La fda de los valores extremos de u_T

La función de la distribución acumulada (fda) de u_T está dada por:

$$F(u_T) = \int_{-\infty}^u \int_0^{\infty} \{N[u_T; v; \sigma_T(v)] W[v; c; k] dv du_T\} \quad [22]$$

Para n observaciones independientes, la distribución del valor extremo está dada por la distribución de orden n :

$$F_{X_{n:n}}(u_T) = F^n(u_T) \quad [23]$$

Una alternativa, en el cálculo de $F(u_T)$, aprovecha el hecho de que dos fda con la misma cola derecha, los mismos valores para el rango $(0,9; 1)$, y valores muy diferentes en el intervalo $(0; 0,9)$ tienen exactamente la misma distribución límite (máximo) (Castillo, 1988).

Teniendo en cuenta las características de la distribución de u_T es posible ajustar una distribución de Weibull a la cola derecha de $f(u_T)$. Los parámetros c y k de Weibull pueden ser usados para obtener el valor extremo de la distribución. Se obtiene un buen resultado con el cálculo exacto (ecuación [23]) si la cola derecha se toma en el rango $(0,9; 1)$ (EWTS II, 1998).

2.9. Estimación de $Ve50$

En las normas IEC 61400-1 la velocidad del viento promedio de 3 segundos extrema para un período de retorno medio de 50 años, $Ve50$, se calcula como:

$$Ve50 = 1,4 Vref \quad [24]$$

En EWTS II (1998) se define a $Ve50$ como el valor extremo anual de u_T (velocidad media cuyo intervalo de medición es de 3 segundos) con recurrencia de 50 años.

La Figura 3 muestra, para varios valores de $vmed$ y k , las estimaciones de $Ve50$ realizadas con las expresiones [11] y [24]. Con el propósito de compararlas, se incluyen en la Figura los valores calculados con las expresiones [2] y [24] para las cuatro clases de turbinas eólicas IEC, estos resultados también se presentan en la Tabla I.

CLASES	I	II	III	IV
Vref (m/s)	50	42,5	37,5	30
vmed (m/s)	10	8,5	7,5	6
Ve50 (m/s)	70	60	52,5	42

Tabla I: $Vref$, $vmed$ y $Ve50$ de las cuatro clases de turbinas eólicas definidas en la norma IEC 61400-1 (1994).

Se observa en la Figura 3 que los valores de $Ve50$ de la norma IEC 61400-1 son válidos para sitios donde $k > 1,7$ (EWTS II, 1998). Se acepta que los valores de la norma IEC son válidos para lugares de terreno plano ubicados en latitudes medias, mientras que para zonas de terreno complejo no son válidos puesto que $k < 1,4$.

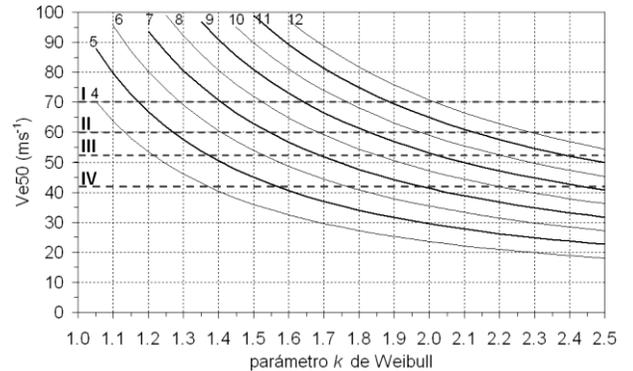


Figura 3: $Ve50$ ($\alpha = 0,02$) en función del parámetro de forma, k , de Weibull y el viento medio anual, $vmed$, variando entre 4 y 12 m/s.

3. RESULTADOS

3.1. Sitios analizados

En la Tabla II se indica la ubicación geográfica de 5 estaciones meteorológicas seleccionadas para aplicar en este trabajo.

Lugar		Lat. Sur	Long. Oeste	Alt. (m)	Período
Auq	A	37°19'06"	69°56'53"	1554	Abr/2008 Dic/2008
Bar	B	36°49'52"	69°54'19"	1212	Jun/2005 Feb/2006
Cho	C	37°55'57"	79°06'14"	1203	May/2005 Dic/2008
C Có	D	38°56'	69°15'	661	Ene/2000 Dic/2004
Cha	E	40°05'	71°08'	779	Jul/2000 Dic/2004

Tabla II: Estaciones meteorológicas.

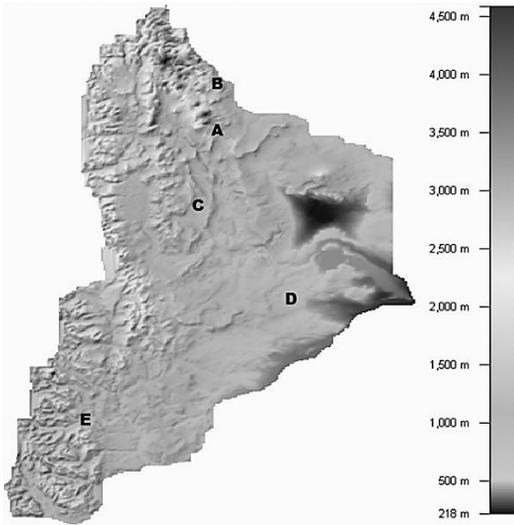


Figura 4: Mapa topográfico de la provincia de Neuquén con la ubicación de las estaciones meteorológicas.

Las series de datos de Auquinco (Auq), Barrancas (Bar) y Chorriaca (Cho) corresponden a mediciones efectuadas con estaciones meteorológicas automáticas, marca NRG System, con registros cada 10 minutos de la velocidad v , de la dirección prevaleciente, de la velocidad u_T y del desvío estándar de la velocidad en dicho intervalo, entre otros parámetros. Las mediciones de datos de 5 años de Cutral-Có (C C6) y de Chapelco (Cha) fueron obtenidas con estaciones meteorológicas convencionales, con observaciones de velocidad y dirección del viento horaria de las 09, 12, 15, 18 y 21 hora local en C C6; y datos horarios entre las 12 y 21 hora local en Cha. En todas las estaciones las mediciones de viento corresponden a una altura del sensor de 10 metros sobre el nivel del terreno. En la Figura 4 se observan sus posiciones en el mapa del relieve de la provincia de Neuquén.

En la Tabla III se muestra un resumen de los valores estadísticos de las series de viento analizadas. Todos los parámetros fueron calculados a partir de los registros disponibles. La Tabla III incluye la longitud de la muestra, T_p , la velocidad media del período, v_{med} , los parámetros de forma, k , y de escala, c , de la distribución de Weibull ajustada a la submuestra de datos sin considerar las calmas, utilizando el método de máxima

verosimilitud. Se utilizó este método debido a su mayor eficiencia (Seguro y Lambert, 2000). Se utilizaron las expresiones propuestas para datos agrupados:

$$k = \left[\frac{\sum_{i=1}^m v_i^k (\ln v_i) f(v_i)}{\sum_{i=1}^m v_i^k f(v_i)} - \frac{\sum_{i=1}^m (\ln v_i) f(v_i)}{f(v \geq 0)} \right]^{-1} \quad [25]$$

$$c = \left[\frac{\sum_{i=1}^m v_i^k f(v_i)}{f(v \geq 0)} \right]^{1/k} \quad [26]$$

donde v_i es la velocidad del viento v en la clase i -ésima (marca de clase); m es el número de intervalos de clase y $f(v_i)$ es la frecuencia relativa de la velocidad v_i . La ecuación [25] se resuelve en forma iterativa y una vez obtenido k el valor c se calcula en forma explícita de [26].

Lugar	Tp	vmed	Weibull		Nº t.	Gumbel	
			k	c		α	β
Auq	8 m	7,2	1,28	7,7	20	0,20	18,5
Bar	8 m	6,0	1,27	6,5	25	0,25	17,8
Cho	1 a	6,8	1,43	7,1	130	0,35	18,1
C C6	5 a	6,4	1,78	7,3	74	0,49	15,5
Cha	5 a	7,9	1,95	8,9	205	0,32	15,1

Tabla III: Resumen estadístico de las series. T_p , longitud del período; v_{med} , velocidad media del período T_p en m/s; k , parámetro de forma de Weibull; c , parámetro de escala de Weibull en m/s; $N^\circ t$, cantidad de tormentas de viento; α , parámetro de dispersión de Gumbel en m/s; y β , parámetro modal de Gumbel en m/s.

La sexta columna de la Tabla III muestra el número de tormentas de viento, $N^\circ t$, consideradas en los cálculos del método MIS. Las dos últimas columnas presentan los parámetros de dispersión, α , y modal, β , de la distribución de la submuestra de las tormentas de viento ajustada a la distribución teórica de Gumbel.

3.2. Valores extremos de v

La Tabla IV muestra los resultados obtenidos de la velocidad de referencia estimada según los distintos métodos presentados.

Se ha calculado el valor extremo de v con una recurrencia media de 50 años, V_{ref} , utilizando la expresión [2] sugerida en las Normas IEC 61400-1. La velocidad de referencia (V_{ref} , estimada con la expresión [11] o la Figura 1) que se refiere al modelo SG basada en la distribución de Weibull se expresa como V_{ref_W} , donde el subíndice W indica que ha sido calculada teniendo en cuenta el parámetro de forma k de la distribución de Weibull que se ajustó a las mediciones de viento del período disponible.

El valor extremo, V_{ref_G} , surge del ajuste de la expresión [6] a la sub-muestra de vientos máximos de las tormentas de la manera indicada en el punto 2.6.

Lugar	IEC 61400	EWTS II	MIS	v_x (m/s)
	V_{ref} (m/s)	V_{ref_W} (m/s)	V_{ref_G} (m/s)	
Auq	36,0	61,0	38,5	42,1
Bar	30,0	51,3	33,4	30,8
Cho	34,0	47,6	29,2	32,1
C Có	32,0	31,6	23,4	26,9
Cha	39,5	35,6	27,1	33,3

Tabla IV: velocidad de referencia, V_{ref} , según distintos métodos y la velocidad del viento máxima medida en los períodos disponibles de cada estación, v_x .

Es de hacer notar que los valores de V_{ref} se obtienen de la serie de datos de v , mientras que V según MIS se estima utilizando los valores extremos de v , considerando las tormentas de viento.

3.3. Valores extremos de u_T

En la Tabla V los cálculos de la columna $Ve50$ EWTS II se han obtenido utilizando la Figura 3, con los datos de k y v_{med} , de cada uno de los lugares estudiados, asumiendo que v_{med} de la Tabla III es la velocidad media anual.

También se ha extraído, mediante interpolación lineal, la $Ve50$ de la Figura 5 que presenta una sectorización de la Figura 27 Velocidad Básica que está incluida en el Reglamento CIRSOC 102 (año 2001).

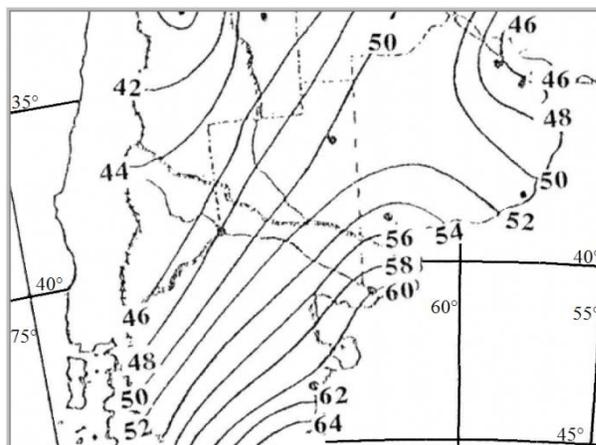


Figura 5: Sectorización del mapa de la Velocidad básica del viento en m/s a 10 m de altura sobre el terreno, extraída del Reglamento CIRSOC 102: Figuras – 27 (2001).

Lugar	IEC 61400	EWTS II	CIRSOC 102	$u_{T,x}$ (m/s)
	$Ve50$ (m/s)	$Ve50$ (m/s)	$Ve50$ (m/s)	
Auq	50,4	79	44,5	51,1
Bar	42	66	44	43,6
Cho	47,6	61	44	41,3
C Có	44,8	41	45	31,1
Cha	42,7	46	46	30,8

Tabla V: $Ve50$, velocidad básica según distintos métodos. $u_{T,x}$ es el valor máximo medido en los períodos disponibles de cada estación

En la cuarta columna de la Tabla V se muestra el resultado de aplicar la metodología propuesta en la norma IEC 61400-1 (ecuación (24)) para el cálculo de la $Ve50$. La última columna exhibe el registro máximo de $u_{T,x}$, medido en cada estación.

4. ANÁLISIS

4.1 Velocidad de referencia

En la Tabla IV la V_{ref} tiene diferencias para cada lugar y con cada método que se ha empleado para estimarla.

Se observa que los valores hallados con los métodos MIS e IEC 61400-1 presentan diferencias inferiores a 3,5 m/s en Auq y en Bar, y superior a 5 m/s en el resto de las estaciones, en Cha difieren 12,4 m/s. En las localidades en las que los parámetros k de Weibull son menores a 1,3 el método IEC 61400-1 otorga un valor inferior al método MIS, probablemente por el valor constante 5 utilizado para la relación entre la velocidad de referencia y la velocidad media (ver sección 2.1).

Las mayores diferencias entre las estimaciones EWTS II y las otras dos, se observan en las localidades en las que los parámetros k de Weibull son menores a 1,5 (tierras complejas). Pero también hay que considerar que Auq, Bar y Cho son las estaciones con menor longitud de registros.

Los máximos valores registrados que se incluyen en la Tabla IV que surgen de analizar los datos disponibles podrían ser superados en un período prolongado, por ejemplo, 50 años.

Sin embargo, en una comparación entre los resultados de los modelos y estos máximos medidos, los modelos no deberían subestimarlos.

No obstante, se observa que el método MIS, salvo en Bar, da resultados inferiores a lo medido. El método utilizado en IEC 61400-1 también subestima el máximo en Auq y Bar.

4.2 Velocidad básica

Las ráfagas extremas, velocidad máxima en un intervalo de 3 segundos, con un retorno medio de 50 años (Ve_{50}), se muestran en la Tabla V y se observa un comportamiento similar al de la velocidad de referencia: las velocidades obtenidas con los métodos CIRSOC 102 e IEC 61400-1 son parecidos en todas las localidades (diferencias inferiores 6 m/s).

Las mayores diferencias entre las estimaciones EWTS II y las otras dos, se observan en las localidades en las que los valores de k de Weibull son menores a 1,5.

Al igual que en el punto anterior los valores máximos de u_T registrados que se incluyen en la

última columna de la Tabla V, podrían ser superados en un período prolongado de, por ejemplo, 50 años.

En el caso de las ráfagas las estimaciones de todos los métodos dan valores superiores al valor medido o con diferencias despreciables. La única excepción la constituye Auquingo en la que el método CIRSOC 102 subestima el valor (diferencia porcentual de 13 %). Este hecho se puede deber a que las mediciones corresponden a un área de terreno complejo que se encuentra cercano al Volcán Tromen. En las normas CIRSOC 102 se explicita que cuando el terreno tiene algún grado de complejidad se deben realizar estudios del sitio.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los estudios de valoración eólica de sitios previos a la instalación de un parque eólico no pueden esperar 20 ó 30 años de datos de vientos del lugar, pues no serían rentables, a lo sumo, se toman entre 8 meses y un año de información.

Esto lleva a una complicación puesto que al aplicar los métodos de análisis de valores extremos se deben analizar datos independientes, por eso se consideran generalmente los máximos anuales que garantizan este criterio, pero se extiende el período de información necesario. Por ello se utilizan métodos alternativos como el del análisis de los picos sobre un valor umbral de velocidad de tormentas de viento independientes (MIS).

Los métodos probabilísticos para determinar los extremos a partir de series cortas de vientos aún están en discusión.

La metodología propuesta en las normas EWTS II que se vale de la ecuación [11] para el cálculo de V_{ref} y de la Figura 3 para el cálculo de Ve_{50} son los que se utilizan en la evaluación eólica de sitios y en estudios de factibilidad de diseño e instalación de parques eólicos. Con esta información de extremos se toma la decisión del tipo de turbina a instalar en un determinado lugar.

Los valores extremos estimados según estas normas no subestiman en ninguna estación las mediciones disponibles, tanto sea en el cálculo de V_{ref} como de Ve_{50} . Además, en las 3 estaciones ubicadas en terreno complejo no parecen excesivos los extremos hallados puesto que se ha medido, en sólo 8 meses, vientos máximos de 42,1 m/s con ráfagas máximas de 51,1 m/s.

Las menores diferencias entre las estimaciones

EWTS II y las otras, tanto en el valor de V_{ref} como en el de V_{e50} , se observan en las localidades con mayor cantidad de registros (5 años).

Surge como conclusión de este trabajo que hay dos factores que intervienen en las estimaciones: uno es el parámetro de forma, k , de Weibull que su valor depende del tipo de complejidad del terreno; y otro es la longitud, T_p , de los registros disponibles para llevar adelante los análisis.

Agradecimientos: Este trabajo se realizó con un subsidio de la Secretaría de Investigación de la Universidad Nacional del Comahue, y un Convenio de trabajo entre el Ente Provincial de Energía del Neuquén y el Departamento de Mecánica Aplicada de dicha Universidad. Los autores queremos agradecer a los revisores quienes con sus comentarios y sugerencias han mejorado este manuscrito.

REFERENCIAS

- An Y. y Pandey M.D., 2005. A comparison of methods of extreme wind speed estimation. *J. of Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 93, 535–545.
- Bergström H., 1992. Distribution of Extreme Wind Speed. *Wind Energy Report WE 92:2*, Uppsala University, Department of Meteorology, Uppsala, Sweden.
- Castillo E., 1988. *Extreme Value Theory in Engineering (Statistical Modeling and Decision Science)*. Academic Press, 389 págs. ISBN-10:0121634752.
- CIRSOC (Centro de Investigaciones de los Reglamentos nacionales de Seguridad para las Obras Civiles), 2001. Proyecto de Reglamento CIRSOC 102: Acción del Viento sobre las Construcciones.
- EWTS II (European Wind Turbine Standards II), 1998. Published by ECN (Energieonderzoek Centrum Nederland) Solar & Wind Energy, Petten, The Netherlands.
- Harris R.I., 1996. Gumbel revisited: a new look at extreme value statistics applied to wind speeds. *J. of Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 59 (1), 1–22.
- IEC (International Electrotechnical Commission); International Standard IEC 61400-1, 1994. *Wind turbine generator systems – Part 1: Safety requirements*, First Edition.
- Rice S.O., 1954. *Mathematical Analysis of Random Noise*. *Bell System Tech. J.*, 23, 282–332, 1944, y 24, 46–156, 1945, ambos reimpresos en N. Wax (ed.), *Selected Papers on Noise and Stochastic Processes*, Dover, New York.
- Rohatgi J. y Nelson V., 1994. *Wind Characteristics: An analysis for the generation of wind power*, Alternative Energy Institute, West Texas A&M University, 239págs. ISBN-100808714783.
- Seguro J.V. y Lambert T.W., 2000. Modern estimation of the parameters of the Weibull wind speed distribution for wind energy analysis. *J. of Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 85, 75–84.

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.

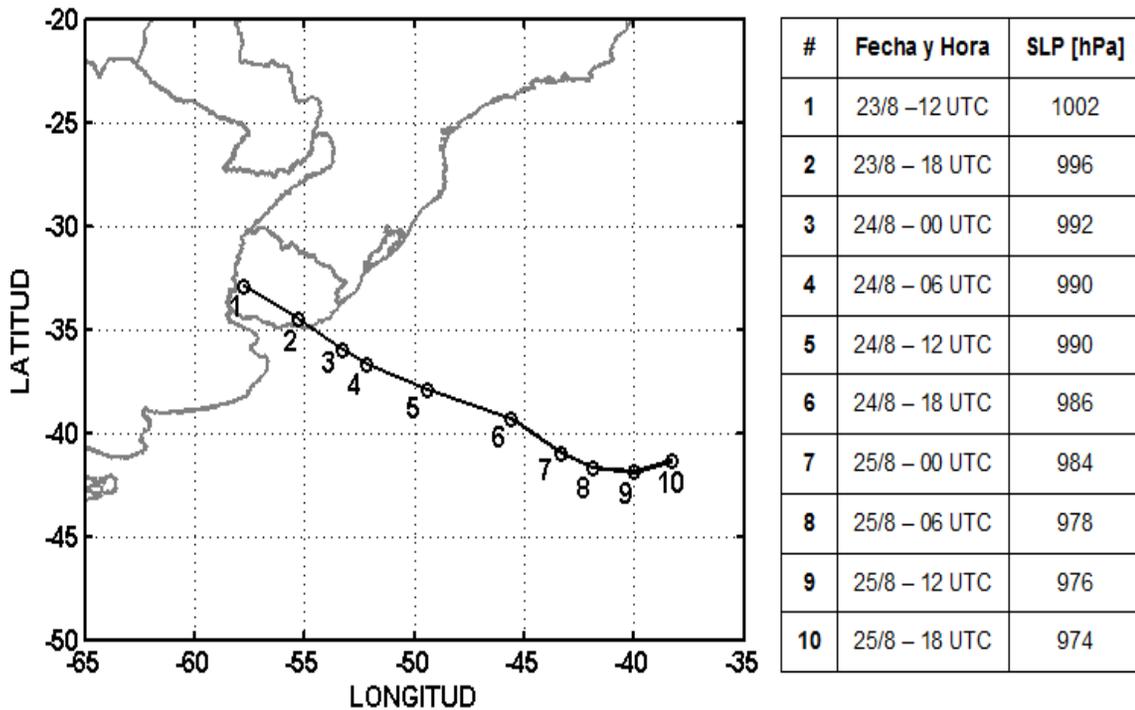


Figura 1: Trayectoria del centro del ciclón entre las 12 UTC de 23 de agosto y las 12 UTC del 25 de agosto de 2005.

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.

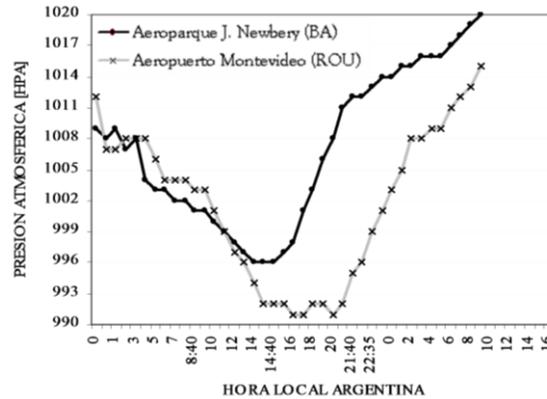


Figura 2: Marcha de presión al nivel medio del mar para Aeroparque (Buenos Aires) y Carrasco (Montevideo), entre las 00 horas del 23 y las 17 horas del 24.

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} .

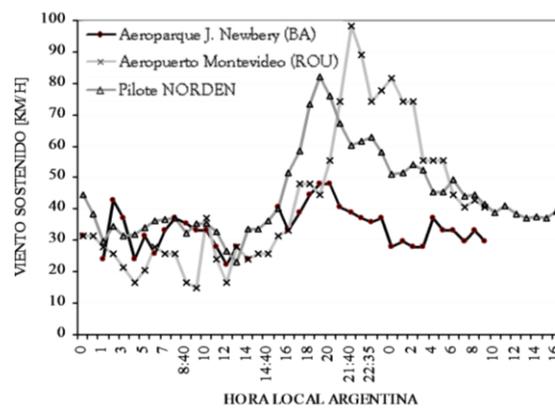


Figura 3: Marcha horaria del viento sostenido en las estaciones del Aeroparque (Buenos Aires), Carrasco (Montevideo) y Pilote NORDEN (Río de la Plata), entre las 00 horas del 23 y las 17 horas del 24.

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.

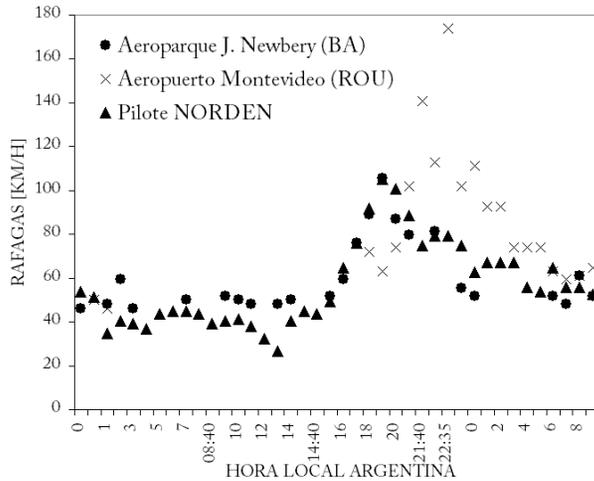


Figura 4: Ídem Fig. 3 para las ráfagas de viento.

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.

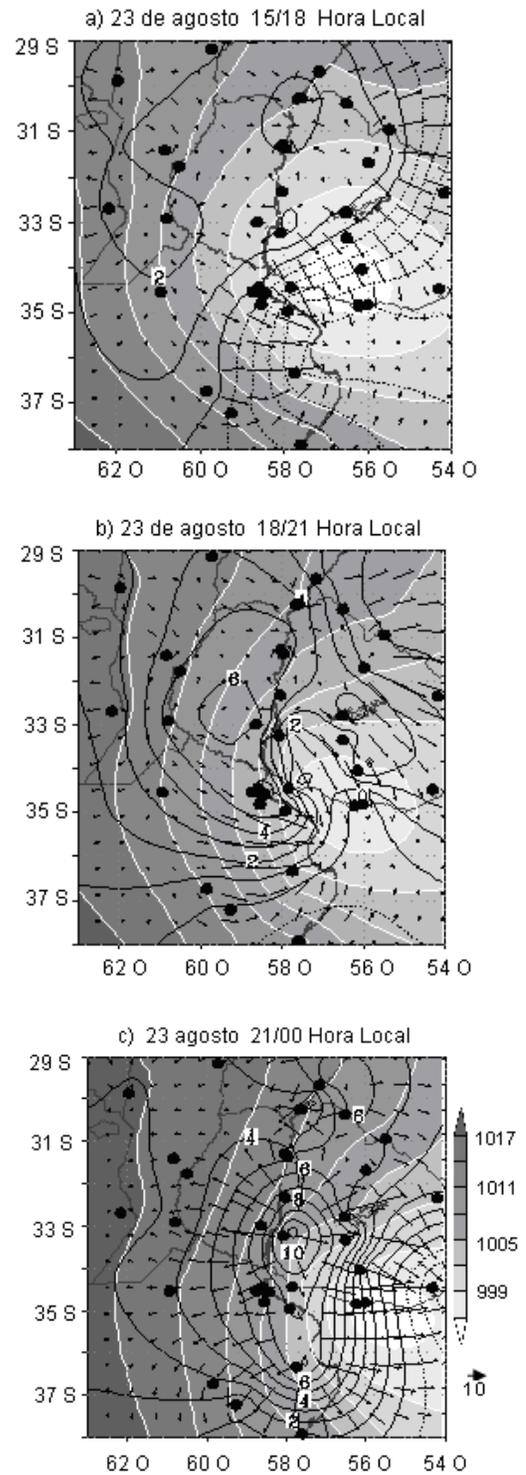


Figura 5: Estaciones meteorológicas de la red sinóptica (puntos), presión (sombreado) y tendencia trihoraria de presión y viento isalobárico para el 23 de agosto de 2005: a) de 15 a 18 hora local, b) de 18 a 21 hora local y c) de 21 a 00 hora local.

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).

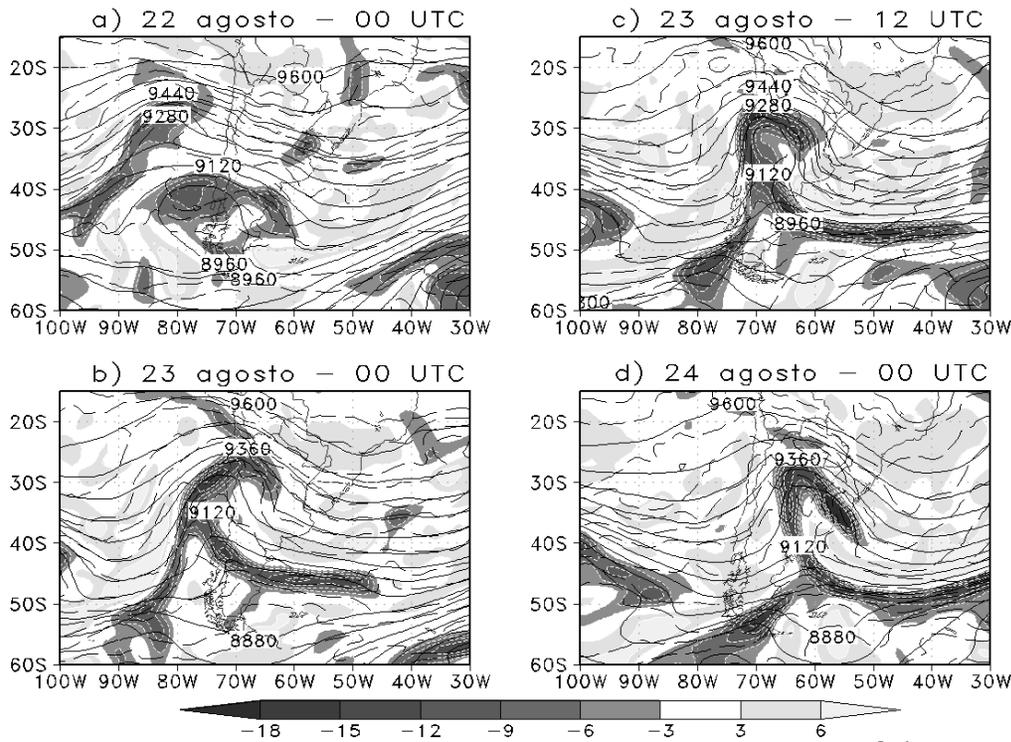


Figura 6: Altura geopotencial (m_gp, líneas llenas), vorticidad relativa ($10^{-5} s^{-1}$, sombreado) y temperatura (cada 5° C, línea de trazos) en 300 hPa.

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)

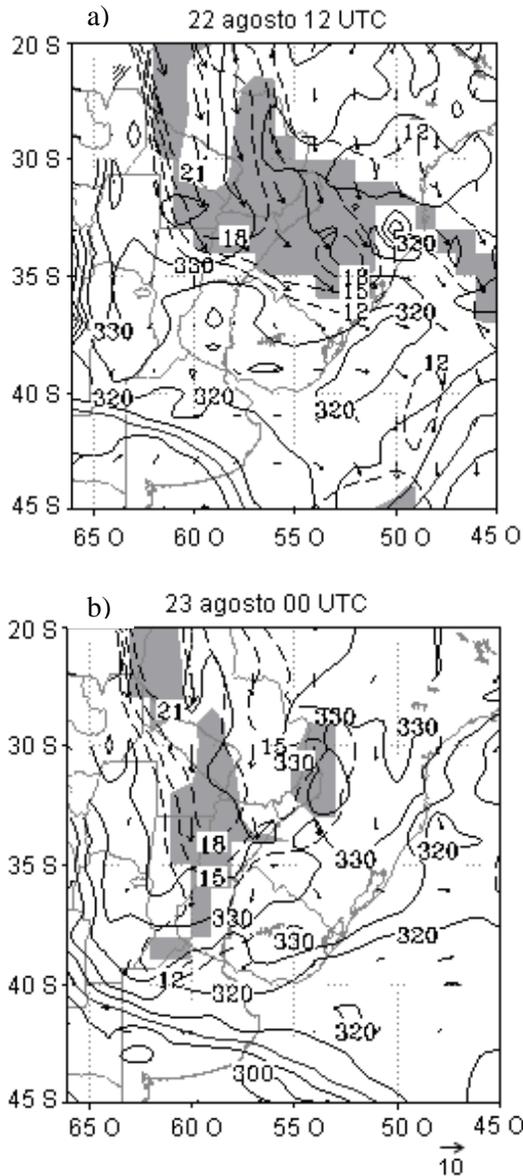


Figura 7: Criterio de Bonner (sombreado), viento (vector), magnitud de viento (mayor que 12 ms^{-1} , línea a trazos) y Temperatura potencial equivalente en 850 hPa (K, línea llena) para: a) 12Z del 22 de Agosto y b) 00Z del 23 de Agosto.

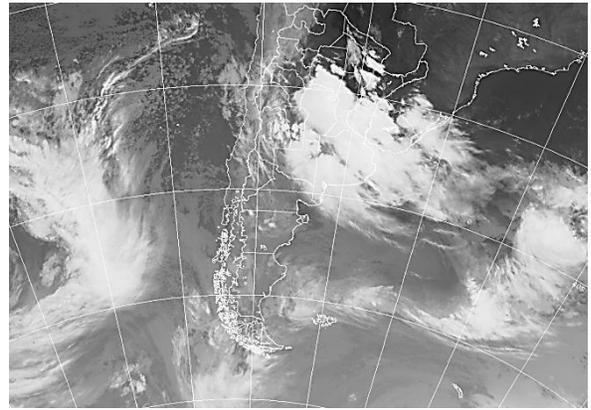


Figura 8: Imagen satelital GOES 12 – IR, para las 2:45 UTC del 23 de agosto.

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).

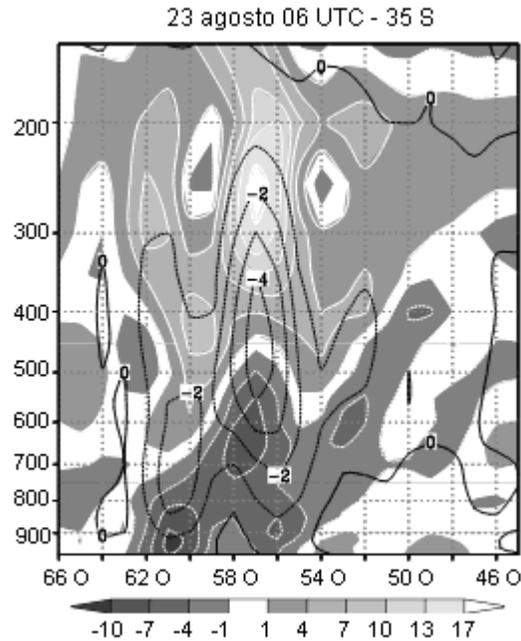


Figura 9: Corte vertical en 35° S del campo de divergencia (sombreado cada $3 \text{ s}^{-1} \times 10^5$) y velocidad vertical (contornos cada 1 Pa s^{-1}) para el 23 de agosto a las 06 UTC

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.

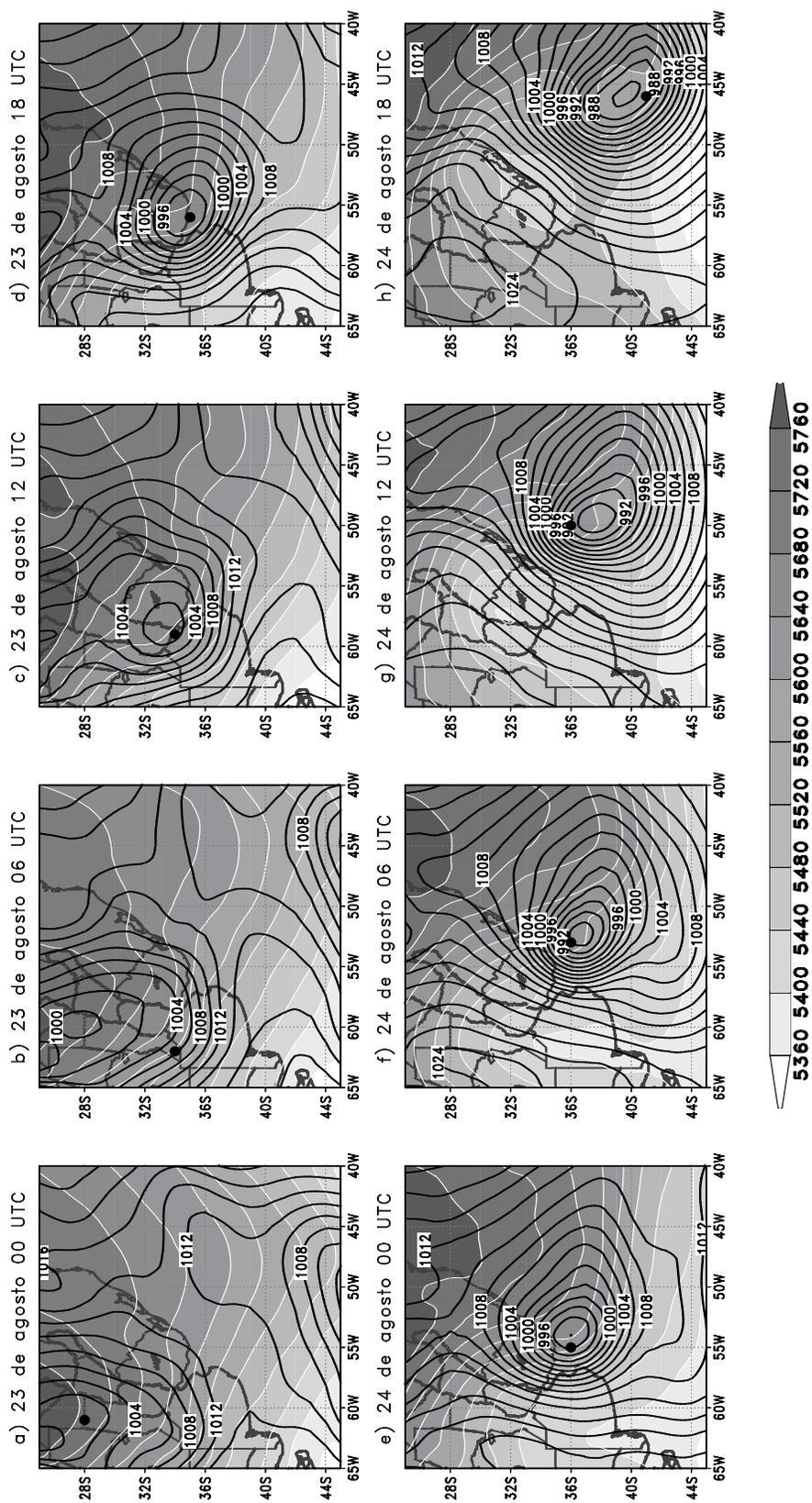


Figura 10: Evolución de la presión al nivel medio del mar (hPa, línea llena) y espesores de la capa 500/1000 hPa (mgp, sombreado) entre las 00 UTC del 23 de agosto y las 18 UTC del 24 de agosto de 2005. Los círculos negros indican la posición del máximo de vorticidad relativa ciclónica en 950 hPa (Indicado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

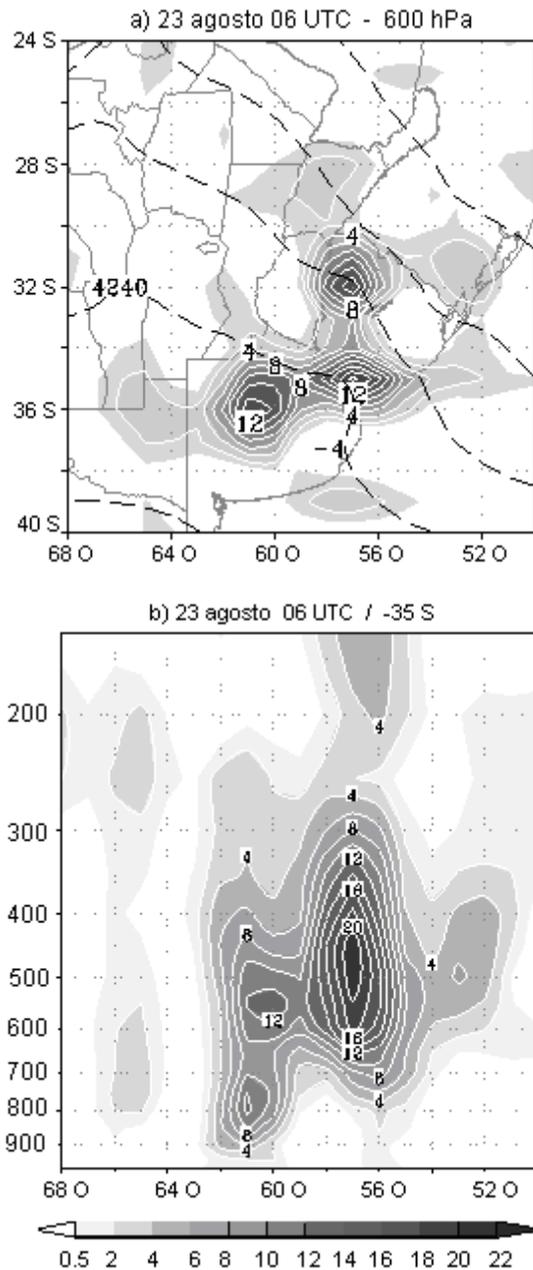


Figura 11: Para el 23 de agosto a la 06Z: a) Altura geopotencial (negro) y calor diabático (sombreado, contornos cada $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3} \times 10^1$) en 600 hPa. b) Corte vertical en 35° S del calor diabático (contornos cada $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3} \times 10^1$).

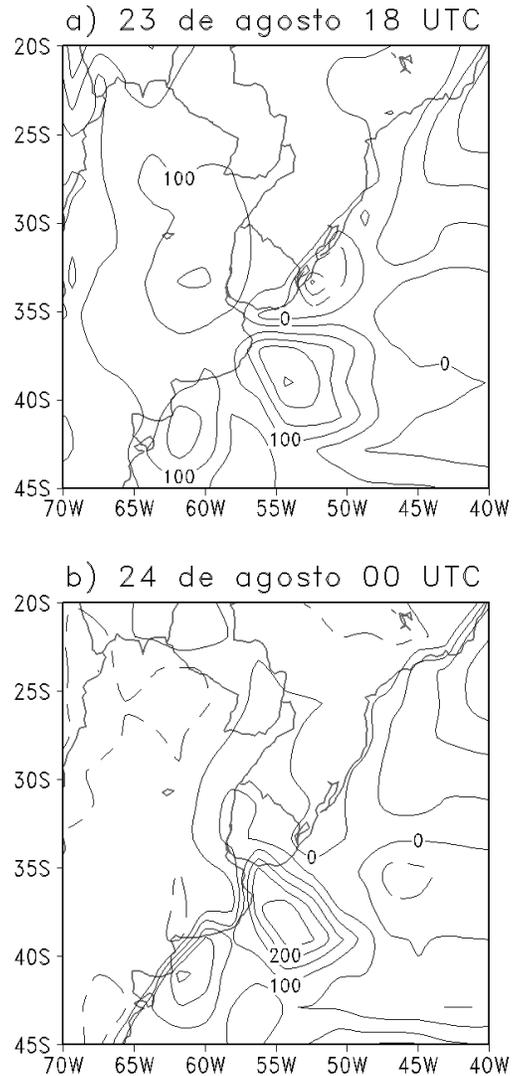


Figura 12: Flujos de calor (sensible + latente, W m^{-2}) de superficie para a) el 23 de agosto 18 UTC y b) el 24 de agosto a las 00 UTC

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.

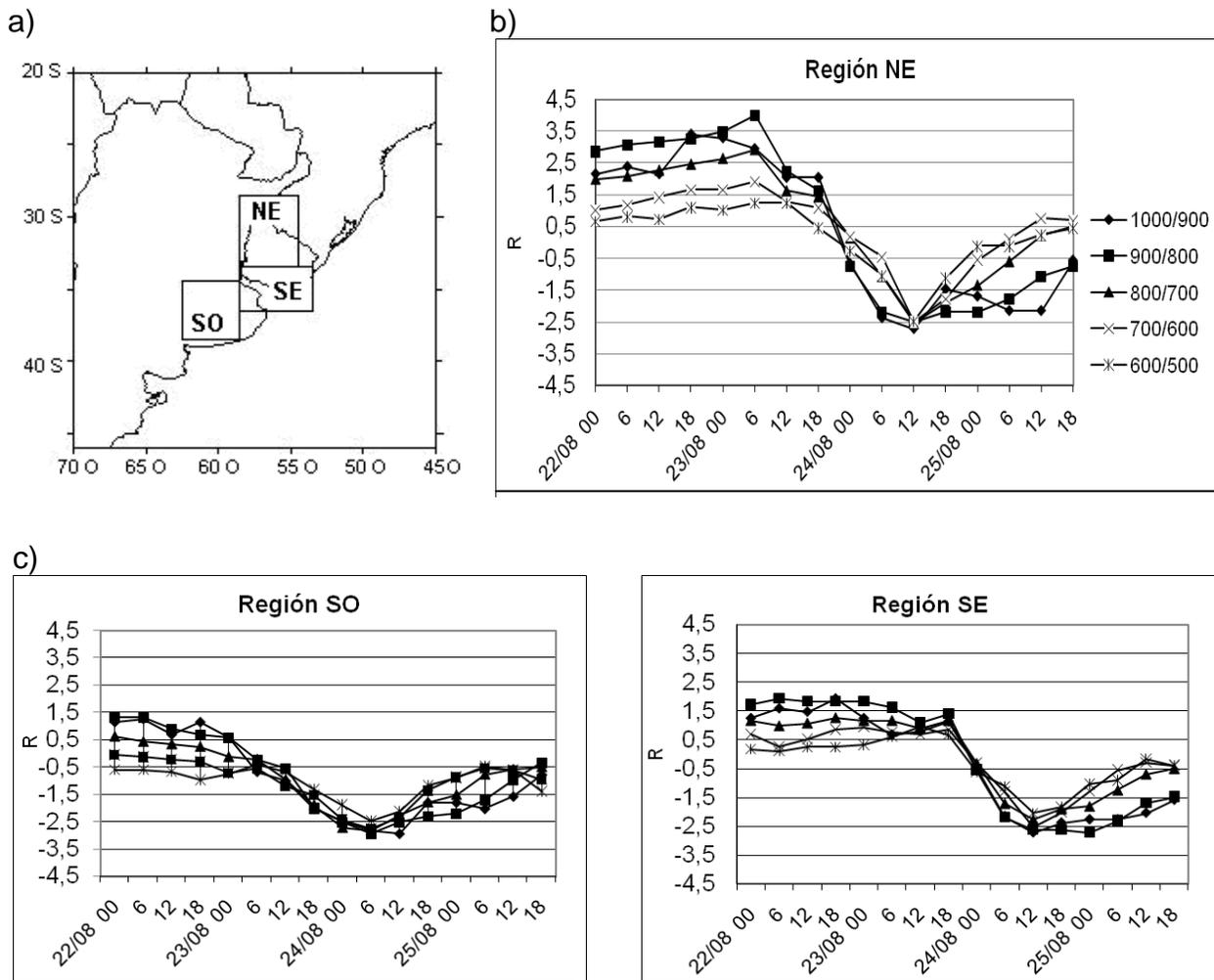


Figura 13: a) Regiones de calentamientos diabáticos en la troposfera media denominadas NE, SE y SO. b) R para la región NE, c) R en la región SO y d) R en la región SE entre el 22 y el 25 de agosto.

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. Nº 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.