

Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a ciclogénesis sobre el este de Sudamérica

Marcelo E. Seluchi

Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA)/CONICET
Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

Recibido: 25 de enero, 1994; aceptado: 17 de noviembre, 1994.

RESUMEN

Una de las regiones más ciclogénicas del Hemisferio Sur está comprendida entre los 20°S y 35°S sobre el este del continente americano y el Océano Atlántico adyacente. Las depresiones que allí se generan están usualmente asociadas a intensas precipitaciones y fuertes vientos del sudeste sobre el estuario del Río de la Plata, causando frecuentemente su desborde. El objetivo del presente trabajo es estudiar la situación sinóptica típica conducente a desarrollos de ciclones sobre el Este de Sudamérica y obtener métodos objetivos para su pronóstico. A partir de 54 casos, se obtuvieron los campos medios de altura geopotencial en los niveles de 1000 y 500 hPa y de espesor 500/1000 hPa, desde cinco días antes del evento. Los mapas medios muestran que la perturbación responsable puede ser detectada cinco días antes de la formación del ciclón. Dicha perturbación se desplaza lentamente, más al norte que lo habitual, se intensifica con la altura y está asociada a un núcleo frío en el mapa de espesor, lo que indica que este tipo de ciclogénesis suele vincularse con pasajes de depresiones segregadas. En la troposfera baja la anomalía ciclónica se mueve lentamente hacia el continente, sufriendo una interrupción en el momento de traspasar la Cordillera de los Andes y regenerándose luego a sotavento sobre latitudes menores. Se utilizó el Análisis Discriminante Multivariado con el fin de obtener métodos objetivos de predicción. El método desarrollado tiene una antelación máxima de 48 hs y un alto grado de confiabilidad. Los predictores más importantes están relacionados con la intensidad, ubicación y longitud de la perturbación en la troposfera media, la baroclinicidad, la ubicación de los sistemas en superficie respecto de la Cordillera de los Andes y el índice de circulación zonal.

PALABRAS CLAVE: Climatología, ciclogénesis, pronóstico.

ABSTRACT

One of the strongest cyclogenetic regions of the Southern Hemisphere is located between 20 and 35°S over the eastern part of the American continent and the adjacent Atlantic Ocean. Depressions are often associated with heavy rainfall and strong winds over Rio de la Plata causing frequent floods. This research deals with the mean synoptic conditions associated with Eastern South America cyclogenesis and eventual objective forecasting methods. The average maps of geopotential height at 1000 and 500 hPa levels and thickness at 500/1000 hPa were calculated up to 5 days in advance, using 54 cases. The perturbations in the middle troposphere causing these cyclones may be detected 5 days before onset of the low pressure system. The disturbances are cold; they intensify with height and move slowly at latitudes further north than usual. This suggests that cyclogenesis may be associated with cut-off lows. Surface disturbances move slowly towards the continent; they are interrupted as they cross the Andes and they regenerate at lower latitudes east of the Andes. Multivariate discriminant analysis was used to develop objective forecasting methods. The proposed forecast has a range of up to 48 hours with high reliability. The major predictors are related to the intensity, length and location of the disturbances in the middle troposphere, the baroclinicity, the location of surface systems as referred to the Andes, and the zonal circulation index.

KEY WORDS: Climatology, cyclogenesis, prediction

1. INTRODUCCION

Desde tiempos remotos se ha intentado estudiar la influencia de las cadenas montañosas sobre el desarrollo de sistemas ciclónicos. Von Ficker (1920) realizó uno de los primeros trabajos sobre el tema al analizar las ciclogénesis al sur de los Alpes, concluyendo que estos fenómenos se deben al flujo de aire frío a barlovento en contraste con un retardo y un efecto Foehn a sotavento.

Los estudios realizados por Petterssen (1941) basados en una climatología de los sistemas sobre América del Norte, ratificados luego por Chung y otros (1976), mostraron que el desarrollo de ciclones se produce preferentemente a sotavento de las Rocallosas. Posteriormente Miller y Mantis (1947) extendieron el trabajo de Petterssen a las costas asiáticas, encontrando el mayor número de ciclogénesis en áreas oceánicas rodeadas por terrenos más altos o en regio-

nes ubicadas a sotavento de cadenas montañosas. En forma algo más reciente, Blackmon y otros (1977) encontraron también ciclogénesis a sotavento de las mayores barreras orográficas del Hemisferio Norte.

Centrando la atención sobre el Hemisferio Sur, Taljaard (1967) analizó el desarrollo, distribución y movimiento de ciclones y anticiclones, destacando como zona ciclogénica preferencial a la región subtropical de América y a su mar adyacente. Estos resultados fueron ratificados por Streten y Troup (1973), quienes realizaron una clasificación de los tipos nubosos a partir de imágenes satelitarias diarias, mientras que Carleton (1979) utilizando una metodología similar, obtuvo que los máximos de ciclogénesis se desplazan hacia el continente sudamericano en invierno. Más recientemente, Gan y Rao (1991) arribaron también a conclusiones similares utilizando mapas sinópticos del período 1979-1988.

Los mecanismos responsables de la formación de ciclones a sotavento de cadenas montañosas han intentado ser explicados a través de estudios observacionales (Mc Clain, 1960; Hage, 1961), analíticos (Hayes *et al.*, 1987) y numéricos (Egger, 1974; Lapenta y Seaman, 1991), tanto para las cadenas montañosas de América del Norte (Russel y Horn, 1975) como para las ciclogénesis alpinas (Buzzi y Tibaldi, 1978; Radinovic, 1985) y andinas (Mechoso, 1981; Berbery, 1987). Se han realizado también estudios en escala global donde se demuestra que la frecuencia, intensidad y ubicación de las ciclogénesis depende de la forma del obstáculo orográfico y del modo en que el flujo lo atraviesa (Trevisán, 1976; Chung, 1977). En consecuencia, dada la topografía de la Cordillera de los Andes y su ubicación respecto del cinturón de vientos del oeste (Schwerdtfeger y Martin, 1964), las ciclogénesis del este de Sudamérica presentan claras diferencias respecto de las que ocurren en otras regiones del planeta.

Las ciclogénesis del litoral sudamericano han sido motivo de pocas investigaciones, principalmente restringidas al análisis de casos particulares. Schwerdtfeger (1954), por ejemplo, sostiene que las depresiones activas del litoral argentino y uruguayo se forman cuando se reúnen corrientes conducentes en forma de vaguada en capas medias y altas, una masa caliente y muy húmeda en las capas inferiores sobre el noreste de la Argentina y un sistema de baja presión que inicie la circulación ciclónica en la masa húmeda. Este autor destaca además la importancia de la divergencia en niveles altos para la profundización del sistema. Rivero (1971), en coincidencia con Woelken (1954), complementa las afirmaciones de Schwerdtfeger observando que las ciclogénesis del litoral se deben en general a la superposición de la parte delantera de una vaguada en la troposfera media con un frente semiestacionario en superficie. Necco (1982a, 1982b, 1982c) sostiene que estos sistemas están fuertemente influenciados por flujos difluentes en altura, sugiriendo como factor principal de su ocurrencia a la advección de vorticidad. Entre los estudios más recientes, Jusem y Atlas (1991) investigan un caso particular de ciclogénesis en el Río de la Plata a través de la ecuación de las tendencias, encontrando claras evidencias de la influencia de la Cordillera de los Andes a través de la divergencia debida al obstáculo orográfico y de la forma de dipolo que presentan los distintos campos.

La posición geográfica que presentan los ciclones del litoral americano motiva muy frecuentemente la generación de fuertes vientos del SE sobre la boca del Río de la Plata, efecto que es conocido localmente con el nombre de "Sudestada". Estas situaciones tienen en muchas ocasiones un carácter explosivo y son uno de los fenómenos meteorológicos más perjudiciales para los pobladores ribereños de la ciudad de Buenos Aires y sus alrededores. El estuario rioplatense presenta una orientación NO-SE y una pronunciada forma de embudo, por lo que el río crece muy rápidamente bajo la acción de las sudestadas. La situación de los pobladores ribereños se torna aún más crítica cuando estos ciclones están acompañados por fuertes tormentas (algo que ocurre muy a menudo) puesto que la precipitación acumulada no puede escurrirse debido a la poca pendiente del terreno y a la altura que alcanza el río. A pesar de su gran ancho el

Río de la Plata posee una profundidad de sólo 0.75 m aproximadamente frente a las costas de Buenos Aires; sin embargo, por efecto de las sudestadas la altura del río puede superar fácilmente la marca crítica de 1.8m, llegando en algunos casos a superar los 4m como ocurrió el 12 de noviembre de 1989 (Gordillo y otros).

Dada la escasez de investigaciones que traten estadísticamente el diagnóstico y pronóstico de este tipo de evento, el objetivo principal de este trabajo es analizar las condiciones sinópticas medias conducentes a desarrollos ciclónicos dentro de un área testigo y brindar métodos objetivos para su pronóstico.

En la sección 2 se detalla la información utilizada; la sección 3 explica el método empleado para la elección de los casos analizados y la sección 4 describe la situación sinóptica asociada a los desarrollos ciclónicos. Finalmente, en la sección 5 se presentan algunos métodos objetivos de predicción y en la sección 6 se resumen las principales conclusiones.

2. INFORMACION UTILIZADA

La información utilizada incluye mapas sinópticos trihorarios de superficie (correspondientes a las horas 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, y 21 UTC), analizados a intervalos de 3 hPa, existentes en el Servicio Meteorológico Nacional (Argentina) e información aerológica en 14 niveles fijos de presión desde superficie hasta 100 hPa (12 UTC), correspondiente a las estaciones Resistencia (27.3°S, 59.0°O), Ezeiza (34.5°, 58.3°O), Córdoba (31.3°S, 64.2°O) y Mendoza (32.8°S, 68.8°O) (ver Figura 1). Se emplearon además los campos diarios de altura geopotencial (12 UTC) en puntos de reticulado, en los niveles de 1000 y 500 hPa, provenientes de los análisis del Centro Europeo de Pronóstico a Mediano Plazo (ECMWF). Estos datos poseen una resolución de 2.5° en latitud y longitud y fueron analizados dentro de un área limitada por los paralelos 20 y 55°S y los meridianos 40 y 120°O. El período de estudio comprende los años 1980 a 1984.

3. ELECCION DE CASOS DE CICLOGENESIS

Teniendo en cuenta las regiones ciclogénicas preferenciales citadas en la bibliografía, se utilizó el área testigo mostrada en la Figura 1 dentro de la cual fueron seleccionados los casos de ciclogénesis.

La elección se efectuó revisando los mapas trihorarios de superficie del período 1980-1984, donde se escogieron todos los ciclones que se iniciaran dentro del área testigo que perduraran al menos 24 horas y que condujeran a sistemas (en su etapa madura) con más de una isobara cerrada y vientos en superficie superiores a 20 nudos. Se seleccionaron de esta forma 54 ciclogénesis a lo largo de los 5 años, definiéndose como día del evento (día 0) a aquél que presentara la primer isobara cerrada en los mapas de la hora 12 UTC (analizados cada tres hPa). Las situaciones que presentaran vientos iguales o mayores a 30 nudos y más de 2 isobaras cerradas, en algún momento de su trayectoria dentro del área testigo, fueron consideradas como intensas.

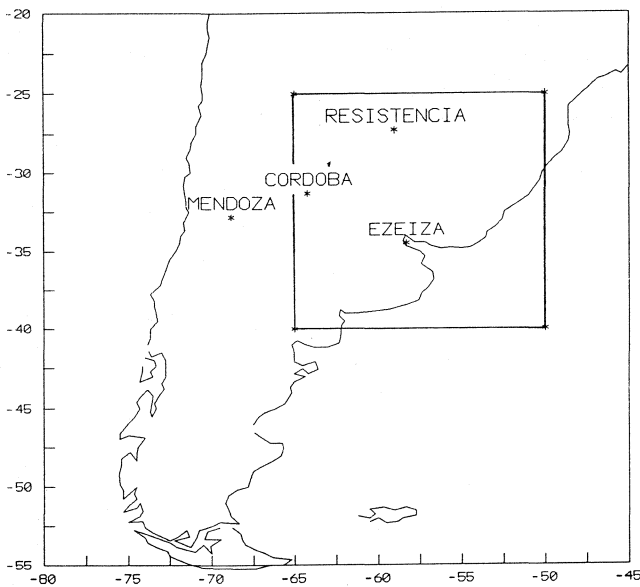


Fig. 1. Area testigo utilizada para la elección de casos de ciclogénesis y ubicación geográfica de las estaciones aerológicas empleadas.

La distribución de las situaciones seleccionadas a lo largo de los meses del año muestra un mayor porcentaje de ocurrencia en invierno y primavera, en concordancia con Rivero y Ereño (1978) y Gan y Rao (1991), disminuyendo la frecuencia en verano y principios del otoño. Las ciclogénesis intensas tienen una distribución anual similar a la anterior, aunque se destaca en forma más notoria un máximo secundario en el mes de septiembre. Sin embargo, estos resultados podrían estar sesgados por la menor cantidad de casos involucrados.

La Figura 2 exhibe la posición geográfica de los centros ciclónicos en el momento de su detección, donde puede notarse que la mayoría de los casos se ubica entre los paralelos 25°S y 37°S, y los meridianos 60°O y 52°O. En consecuencia todas las ciclogénesis elegidas se hallan más de 900 km al este de la Cordillera de los Andes, en contraposición con lo que sucede en otras cadenas montañosas del mundo (Lichtenstein, 1989). Se destaca también una alta frecuencia de ciclogénesis inmediatamente al norte del Río de la Plata, siendo éstas las máximas responsables de las sudestadas. Las situaciones declaradas "intensas" presentan también una distribución espacial muy similar a la mostrada en la Figura 2.

4. SITUACION SINOPTICA ASOCIADA

Con el objeto de analizar las condiciones sinópticas típicas conducentes a ciclogénesis sobre el este de Sudamérica, se obtuvieron los campos medios de altura geopotencial (en los niveles de 1000 y 500 hPa) y de espesor 500/1000 hPa dentro de los cinco días previos y posteriores a su ocurrencia. Se calcularon además los campos de anomalías medias con respecto al promedio 1980-1988.

4.1 Campos medios

La Figura 3 exhibe el mapa medio de 1000 hPa tres días antes de la ocurrencia de las ciclogénesis, donde puede

observarse una débil perturbación ciclónica frente a la costa chilena, en tanto que la depresión del noroeste argentino (DNOA) (Lichtenstein, 1980) presenta una profundidad superior a la climatológica (Hoffmann, 1975) debido a la proximidad de una vaguada en la troposfera media (Díaz, 1953) localizada sobre los 80°O aproximadamente. El campo de espesor 500/1000 hPa (Figura no mostrada) pone de manifiesto una zona de máxima baroclinicidad orientada zonalmente sobre los 35°S.

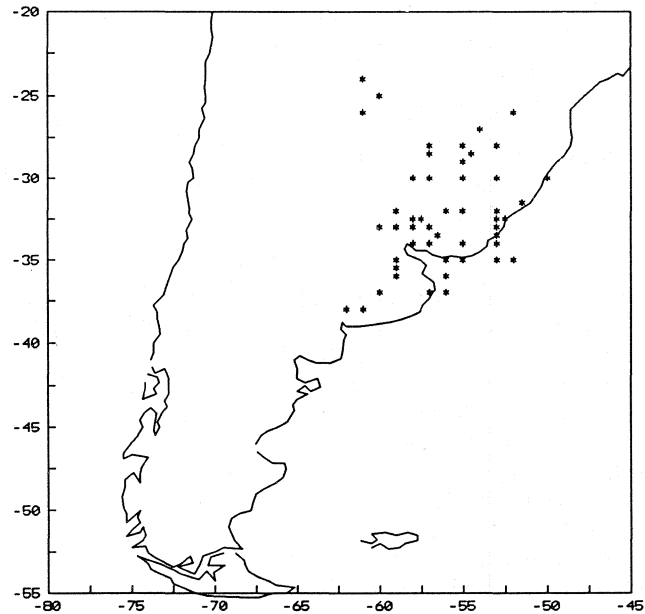


Fig. 2. Posición geográfica de las ciclogénesis seleccionadas. Los puntos identifican los centros de los ciclones en el momento de aparición de la primer isobara cerrada.

Durante el día -2 (figuras no mostradas) la DNOA aumenta su intensidad, mientras que los anticiclones del Atlántico y Pacífico se desplazan levemente hacia el sur, mostrando mayores presiones en superficie. La vaguada en el nivel de 500 hPa se ha desplazado sólo unos 2-3° hacia el este y la zona baroclínica anteriormente mencionada insinúa una mayor intensidad.

El día previo a las ciclogénesis (Figura 4) la DNOA presenta una apreciable profundidad, asociada (junto con el buen desarrollo del anticiclón subtropical del Atlántico) a un flujo sostenido del noreste sobre el este del continente, contribuyendo de esta manera a incrementar el contraste térmico a través de la zona baroclínica. Es también evidente la intensificación del puente de alta presión que se extiende sobre el continente alrededor de los 40°S y la creciente curvatura ciclónica en el flujo del noreste, ligada a la intensificación (frontogénesis) de un frente caliente cerca de los 30°S con orientación ONO-ESE.

La Figura 5 muestra los mapas medios correspondientes al día de ocurrencia de las ciclogénesis. Puede observarse que los ciclones seleccionados tienen su centro aproximadamente sobre el límite entre Uruguay y Brasil, provocando de esta forma la ocurrencia de vientos del sudeste sobre el Río de la Plata. Los mapas de 1000 hPa y espesor

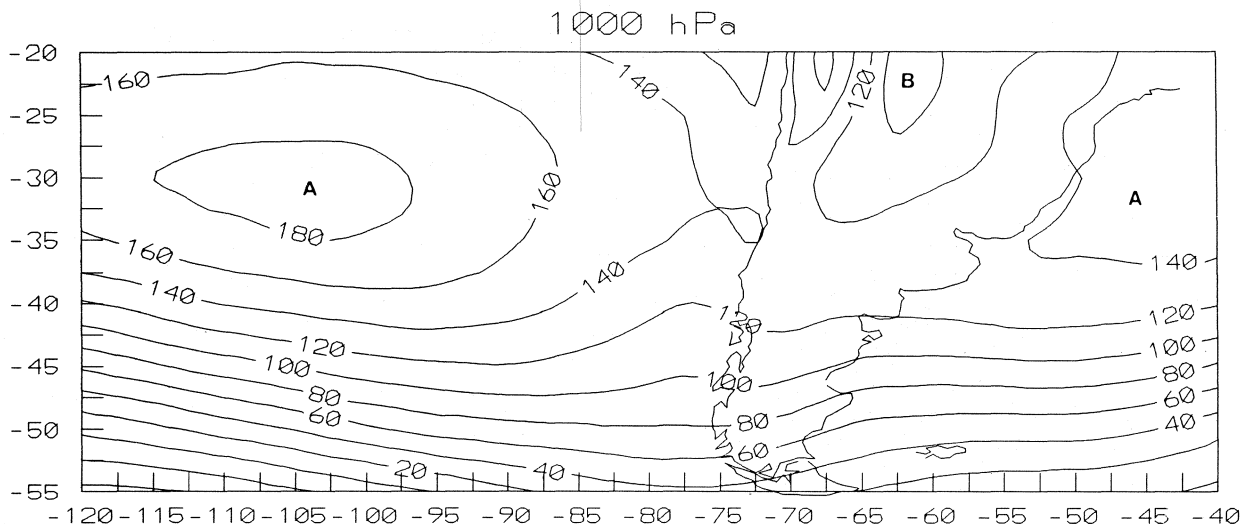


Fig. 3. Campo medio de altura geopotencial (en mgp) en el nivel de 1000 hPa correspondiente al tercer día previo a la ocurrencia de ciclogénesis sobre el este de Sudamérica.

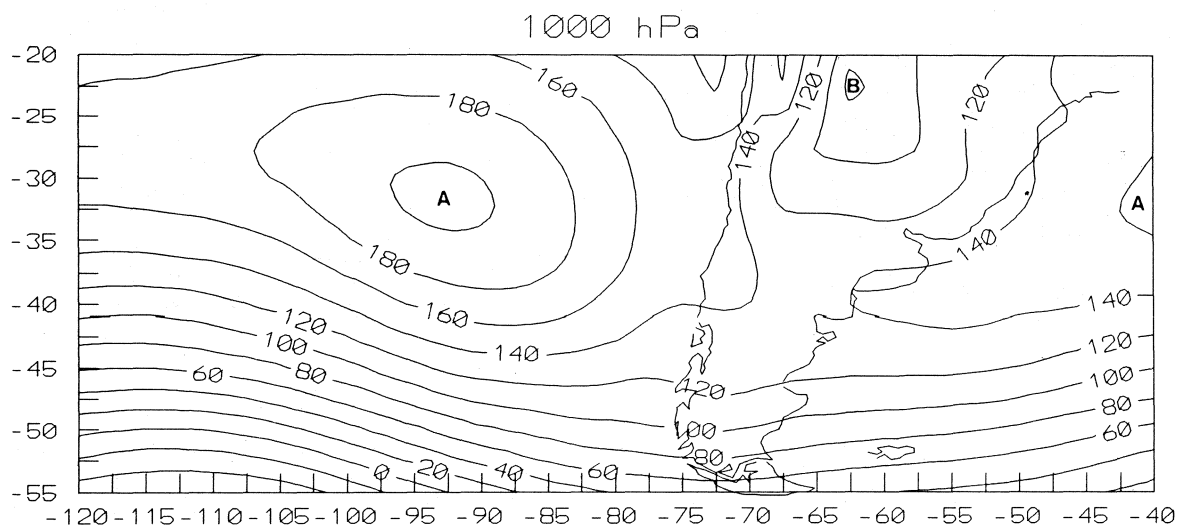


Fig. 4. Campo medio de altura geopotencial (en mgp) en el nivel de 1000 hPa correspondiente al día previo a la ocurrencia de ciclogénesis sobre el este de Sudamérica.

500/1000 hPa revelan claramente que este tipo de sistemas corresponde usualmente a ondas frontales, cuya rama fría llega hasta el norte de Argentina provocando el rápido llenado de la DNOA. El mapa medio de 500 hPa muestra que la profunda vaguada tiene su eje aproximadamente sobre la Cordillera de los Andes, mientras que la zona más baroclínica alcanza ahora su mayor intensidad.

En los días posteriores el ciclón frontal en superficie se profundiza, favorecido probablemente por la corriente cálida de Brasil, y se desplaza generalmente hacia el sudeste alcanzando su mayor desarrollo usualmente sobre posiciones oceánicas.

Los casos clasificados como intensos presentan una situación sinóptica media muy similar, estando asociados a

una vaguada en la troposfera media más intensa y generalmente difluente hacia el lado polar. La posición media de los ciclones en el momento de su génesis es también similar, siendo estos casos los responsables de las sudestadas e inundaciones más severas.

4.2 Campos de anomalías medias

Dado que el 70% de los casos de ciclogénesis seleccionados ocurrieron entre los meses de mayo y octubre, los campos de anomalías fueron calculados con respecto a este período del año, con el objeto de evitar el sesgo que se produciría al obtener anomalías anuales cuando el mayor número de casos tiene lugar durante el invierno.

La Figura 6 exhibe los campos de anomalías medias del altura geopotencial en el nivel de 500 hPa y de espesor

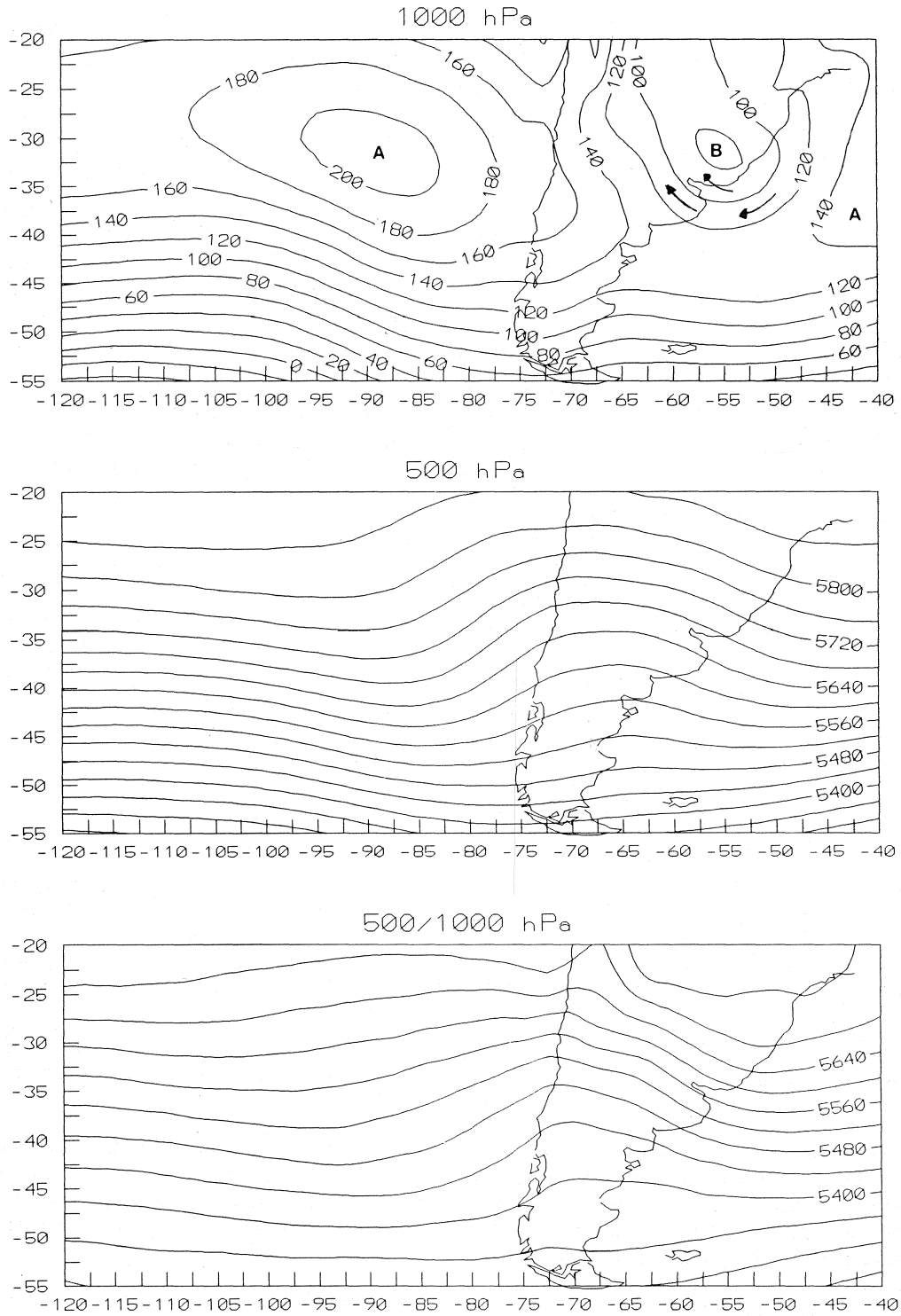


Fig. 5. Campos medios de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al día de la ocurrencia de ciclogénesis sobre el este de Sudamérica.

500/1000 hPa, cinco días antes de la formación del ciclón. Puede observarse en ella un índice de circulación zonal relativamente elevado en el nivel de 500 hPa y una zona de mayor baroclinicidad alrededor de los 35°S en el mapa de espesor. El desplazamiento del campo baroclínico hacia el norte y la presencia de un ambiente más frío en latitudes

medias favorece la incursión más hacia el norte de las perturbaciones.

Durante el cuarto día previo (Figuras no mostradas) las mayores anomalías negativas en el nivel de 1000 hPa se concentran frente a la costa chilena, alrededor de los 40°S.

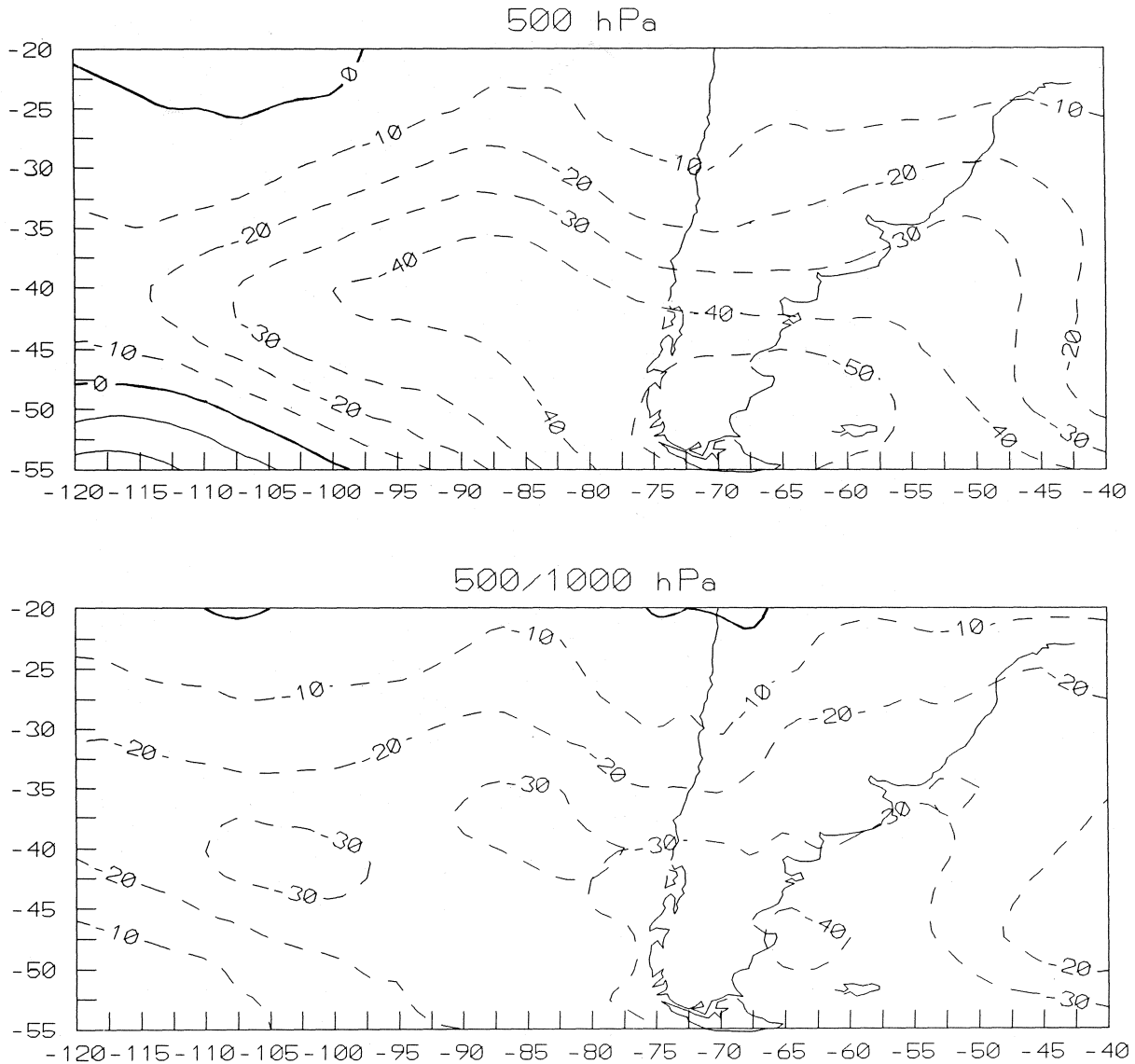


Fig. 6. Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en el nivel de 500 hPa (arriba) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al quinto día previo a la ocurrencia de ciclogénesis sobre el este de Sudamérica. Las líneas rayadas representan anomalías negativas y las continuas valores positivos. Las isolíneas están trazadas cada 10 mgp.

Este centro anómalo presenta un eje prácticamente vertical, se intensifica con la altura y se asocia a un núcleo frío en el mapa de espesor, indicando que las ciclogénesis del litoral suelen vincularse a pasajes de depresiones segregadas. Las fuertes anomalías negativas de altura geopotencial en el nivel de 500 hPa corresponden a una onda cuya longitud es más larga de lo habitual (aproximadamente número de onda 4), por lo que puede inferirse que las ciclogénesis son más probables en presencia de vaguadas de onda larga.

La Figura 7 muestra el campo de anomalías durante el día -3 (dentro de las 72 horas previas al evento), donde el mapa de 1000 hPa exhibe claramente como la depresión bárbara es interrumpida por la Cordillera de los Andes en su desplazamiento hacia el este, regenerándose a sotavento sobre latitudes más bajas (Berbery, 1987; Mechoso, 1981) y dando lugar a la intensificación de la DNOA (Lichtenstein,

1980, Palmén y Newton, 1969). La perturbación en 500 hPa presenta una posición más definida, apreciándose además la formación de una lengua cálida en el mapa de espesor y la intensificación de la zona baroclínica al norte de 40°S.

Durante las siguientes 24 horas continúa el ahondamiento de la depresión a sotavento de los Andes, el muy lento desplazamiento de la perturbación en la troposfera media y la intensificación de la zona baroclínica, orientada ahora en forma más meridional. Se destaca además la aparición de anomalías positivas de altura geopotencial sobre latitudes medias en los niveles de 1000 y 500 hPa, indicando una disminución del índice de circulación zonal por debajo de los valores climatológicos. La aparición de estas anomalías positivas al sur de 50°S sugeriría, junto con el lento desplazamiento de las perturbaciones en la troposfera media, que este tipo de fenómeno puede vincularse en algunos

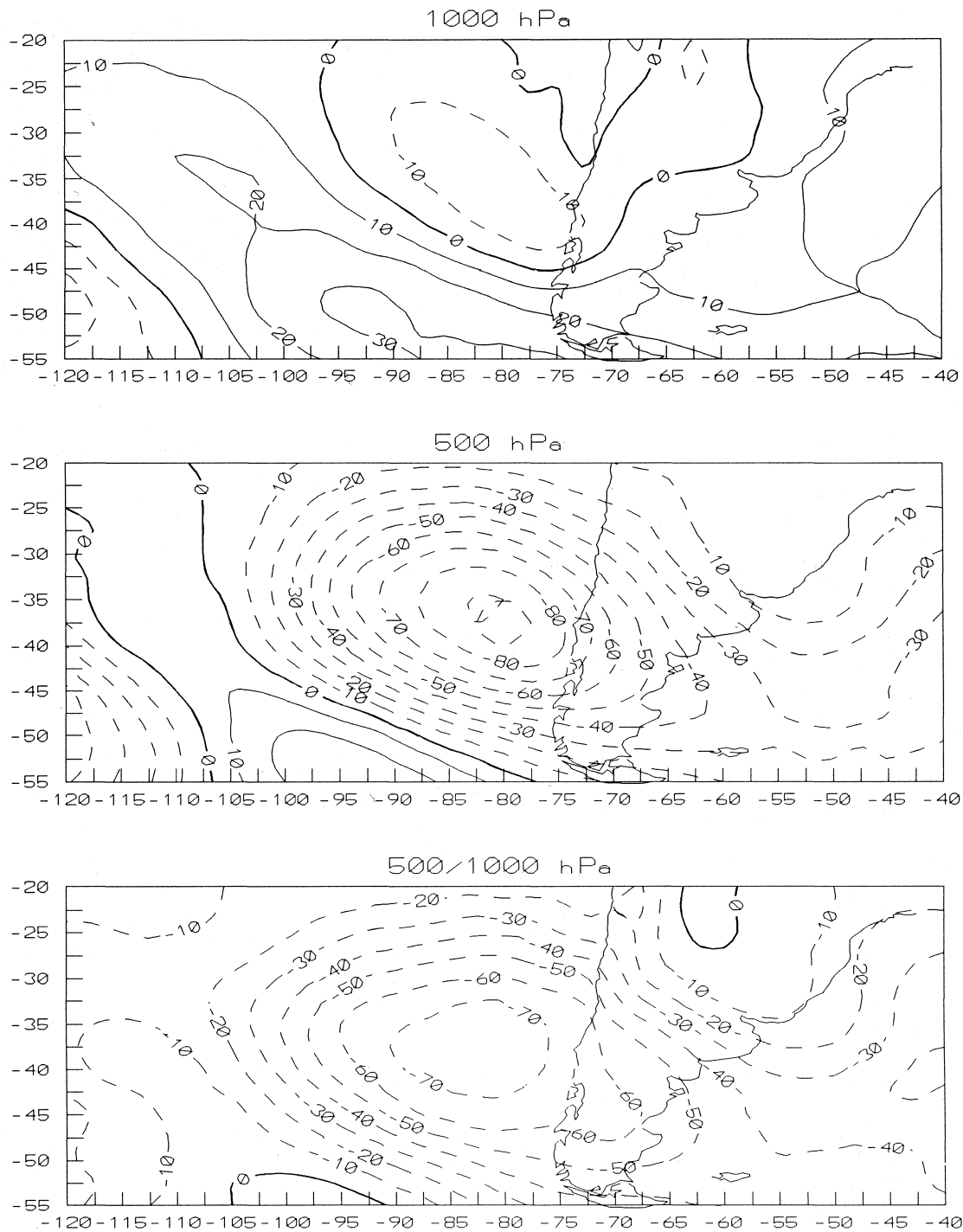


Fig. 7. Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al tercer día previo a la ocurrencia de ciclogénesis sobre el este de Sudamérica.

casos con situaciones de bloqueo. Esta particularidad fue analizada también por Hessling (1923), Grandoso y Núñez (1954), e indirectamente por Berbery y Alfaro Lozano (1991).

El día previo a las ciclogénesis (Figuras no mostradas) las máximas perturbaciones en 500 hPa se hallan próximas a la costa chilena, provocando advección de vorticidad cicló-

nica sobre la franja de mayor baroclinicidad, que ha permanecido semiestacionaria aproximadamente por espacio de cuatro días (en concordancia con Rivero, 1971). La longitud de las ondas en la troposfera media corresponde aproximadamente a un número de onda 7, por lo que podría inferirse que las ciclogénesis del litoral se producen en conexión con una vaguada de onda larga que entra en fase con una perturbación de onda más corta.

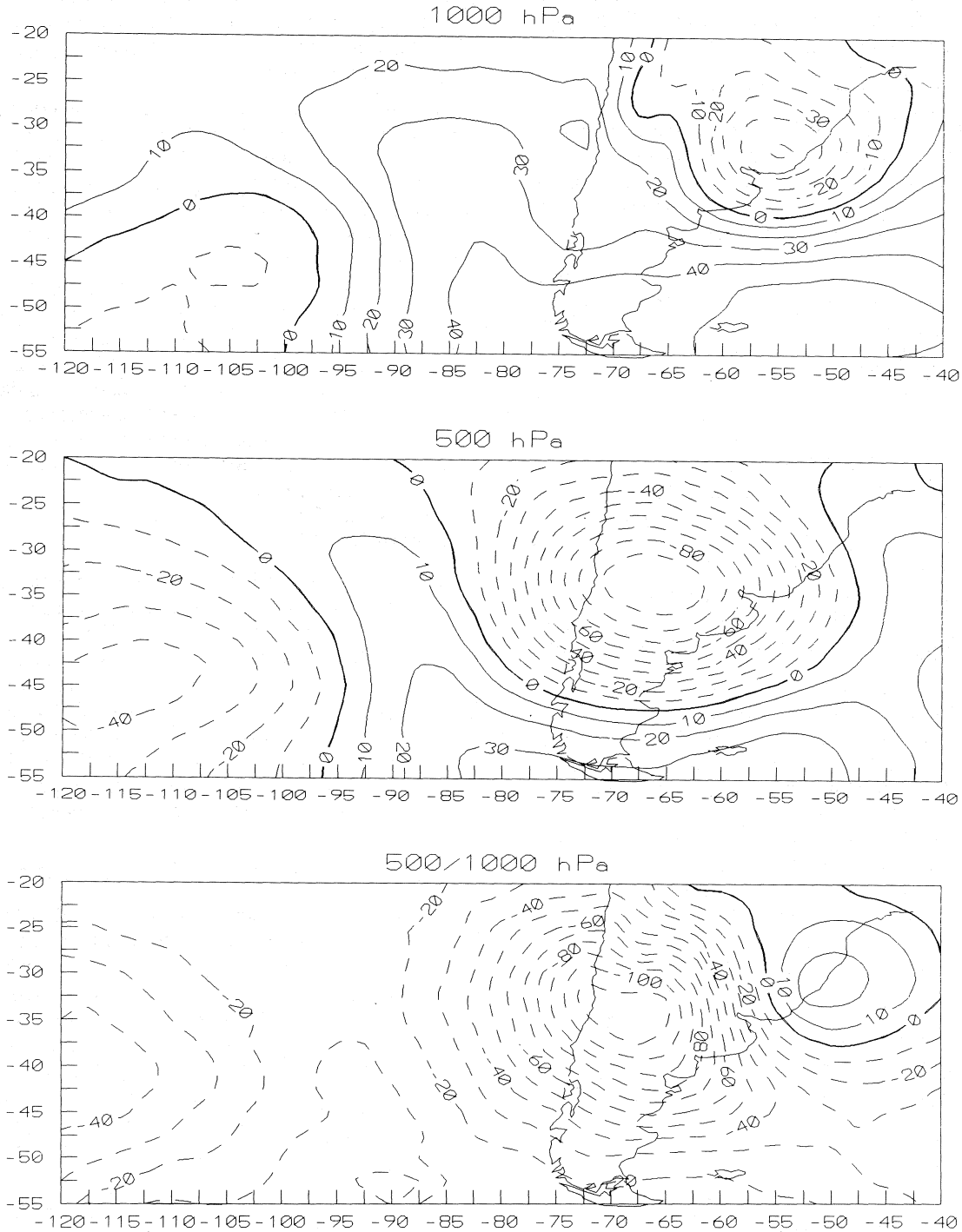


Fig. 8. Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mcp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al día de ocurrencia de ciclogénesis sobre el este de Sudamérica.

El desarrollo del ciclón (Figura 8) tiene lugar sobre la región de mayor contraste térmico (zona hiperbaroclínica), en el momento en que el centro anómalo en 500 hPa traspasa la Cordillera de los Andes. Se destaca además la intensificación de las anomalías positivas que rodean al ciclón en superficie.

4.3 Ciclogénesis estivales

Considerando que la circulación atmosférica presenta

diferencias evidentes a lo largo del año, se analizaron las ciclogénesis estivales (noviembre-abril) con el objeto de estudiar sus diferencias respecto de las que tienen lugar durante el invierno. Las principales diferencias radican en que generalmente no puede verificarse la presencia de ondas largas en la troposfera media durante los días precedentes. Durante la evolución de la situación sinóptica no se comprueba la existencia de una perturbación ciclónica fría que incursione desde el Océano Pacífico y atraviese luego la Cordillera de

los Andes, sino que se produce una paulatina intensificación de la zona baroclínica ubicada sobre los 30-35°S, que es luego alcanzada por la vaguada de altura.

4.4 Análisis de radiosondeos

Con el objeto de analizar la estructura vertical de la atmósfera sobre distintas latitudes durante la ocurrencia de ciclogénesis sobre el este de Sudamérica, se estudiaron los sondeos aerológicos de algunas estaciones meteorológicas cuya ubicación geográfica se indicó en la Figura 1.

A partir de las fechas de todos los eventos seleccionados, se calcularon los cortes verticales-temporales medios de anomalías de temperatura y altura geopotencial para las estaciones Resistencia, Ezeiza, Córdoba y Mendoza.

Los cortes verticales correspondientes a las estaciones Resistencia y Ezeiza muestran características similares, siendo esta última la que presentan las perturbaciones mayores debido a su latitud (Figura 9, mapas superiores). Las anomalías de altura geopotencial denotan la presencia de una intensa vaguada en la troposfera superior, mientras que las anomalías térmicas muestran una fuerte compensación estratosférica debido al descenso que sufre el nivel de la tropopausa (Hirschberg y Fritsch, 1991), confirmando que estos eventos se hallan fuertemente influenciados por los procesos dinámicos que tienen lugar en la troposfera superior.

Los cortes correspondientes a las estaciones Córdoba y Mendoza presentan también algunas características comunes. En particular los sondeos de Mendoza (Figura 9, mapas inferiores) son los más influenciados por el pasaje de las ondas en los niveles altos de la atmósfera; sin embargo, sobre ambas estaciones las perturbaciones prácticamente no se reflejan en superficie, puesto que la Cordillera de los Andes interrumpe el flujo del oeste impidiendo el paso de los sistemas. Se destaca además, especialmente en Mendoza, la existencia de anomalías positivas de temperatura por encima de 800 hPa durante los días previos, hecho que podría vincularse a la presencia de viento Zonda (efecto Föhn) en altura (Norte, 1988). Dada la ubicación geográfica de Mendoza, las perturbaciones se detectan primero sobre esta estación, donde se aprecia también que las anomalías de temperatura y altura muestran una variación progresiva con el tiempo, mientras que resultan más abruptas sobre Ezeiza.

4.5 Diferencias entre casos de ciclogénesis y pasajes frontales

Con el objeto de diferenciar la situación sinóptica conducente a ciclogénesis sobre el este de Sudamérica con la que tiene lugar durante el pasaje de sistemas frontales que no incurrir en ciclogénesis, se compararon los campos medios de anomalías correspondientes a cada caso. Las situaciones frontales utilizadas para la comparación fueron elegidas según los criterios fijados por Seluchi y otros (1990).

La situación sinóptica media imperante cinco y cuatro días antes del pasaje de sistemas frontales fríos sobre Ezeiza (Figura no mostrada) presenta importantes diferencias respecto de las que conducen a la formación de ciclones. En particular cabe destacarse la total ausencia de anomalías negativas en los mapas de 500 hPa y espesor 500/1000 hPa y

la existencia de una perturbación ciclónica al sudoeste del continente en el nivel de 1000 hPa, cuya intensidad es mucho menor que en el caso de las ciclogénesis y que se ubica sobre latitudes mayores.

La Figura 10 (izquierda) presenta los campos de anomalías correspondientes a al segundo día previo al pasaje de frentes fríos sobre Ezeiza. Resulta nuevamente evidente que la perturbación en 1000 hPa incide apreciablemente más al sur (unos 12 a 15°) por lo que las anomalías negativas no se ven interrumpidas por la Cordillera de los Andes, sino que cruzan el obstáculo orográfico sin dificultad (al sur de 38°S) propagándose a sotavento hacia latitudes menores. Otra diferencia fundamental la constituye la total ausencia de anomalías positivas sobre latitudes altas. Los mapas de 500 hPa muestran que la máxima perturbación ciclónica se ubica casi unos 15° más al sur que en caso de las ciclogénesis, y que los campos reproducen en general las características típicas de las ondas de los oestes, con anomalías de signo alternado y del mismo orden de magnitud. El espesor exhibe, a diferencia de los casos de ciclogénesis, anomalías positivas sobre el continente y una zona baroclínica que se ubica sobre los 45°S.

La Figura 10 (derecha) muestra las anomalías de altura geopotencial y espesor, para el momento del pasaje de frentes fríos por Ezeiza (comparar con la Figura 8). Puede notarse que la forma alargada que presentan las anomalías negativas en el mapa de 1000 hPa, típica de situaciones frontales, contrasta con el aspecto circular de dichas anomalías para los casos ciclogénéticos. Es importante destacar el contraste evidenciado en los campos de 1000 y 500 hPa en el signo de las anomalías sobre latitudes medias, lo que implica que ambas situaciones se desarrollan bajo condiciones de circulación bien diferenciadas.

5. METODOS OBJETIVOS DE PRONOSTICO

En la actualidad los modelos dinámicos globales permiten realizar pronósticos del tiempo con una antelación de varios días; sin embargo, su resolución relativamente baja impide parametrizar correctamente cadenas montañosas que, como la Cordillera de los Andes, presentan una gran pendiente y un ancho pequeño. Este hecho se traduce en un menor grado de acierto en el pronóstico de fenómenos ligados a este tipo de topografía, por lo que puede resultar de utilidad combinar los métodos dinámicos con técnicas estadísticas con el propósito de derivar métodos objetivos de predicción.

Se utilizó a tal efecto el Análisis Discriminante Multivariado (ADM), técnica que permite discriminar la pertenencia de un evento entre distintos grupos, y que resulta especialmente apta para pronosticar elementos no numéricos tal como la ocurrencia o no de precipitación (Ruiz y Vargas, 1994). La discriminación se realiza a partir de diferentes variables predictoras, seleccionadas de acuerdo con el peso de los coeficientes estandarizados de las funciones discriminantes, maximizando de esta forma la separación entre las distintas categorías del predictando. Existen tantas funciones discriminantes (o de clasificación) como grupos entre los cuales se quiera efectuar la discriminación. Un determinado suceso tendrá un puntaje de clasificación para cada grupo y pertenecerá a aquel que presente el mayor.

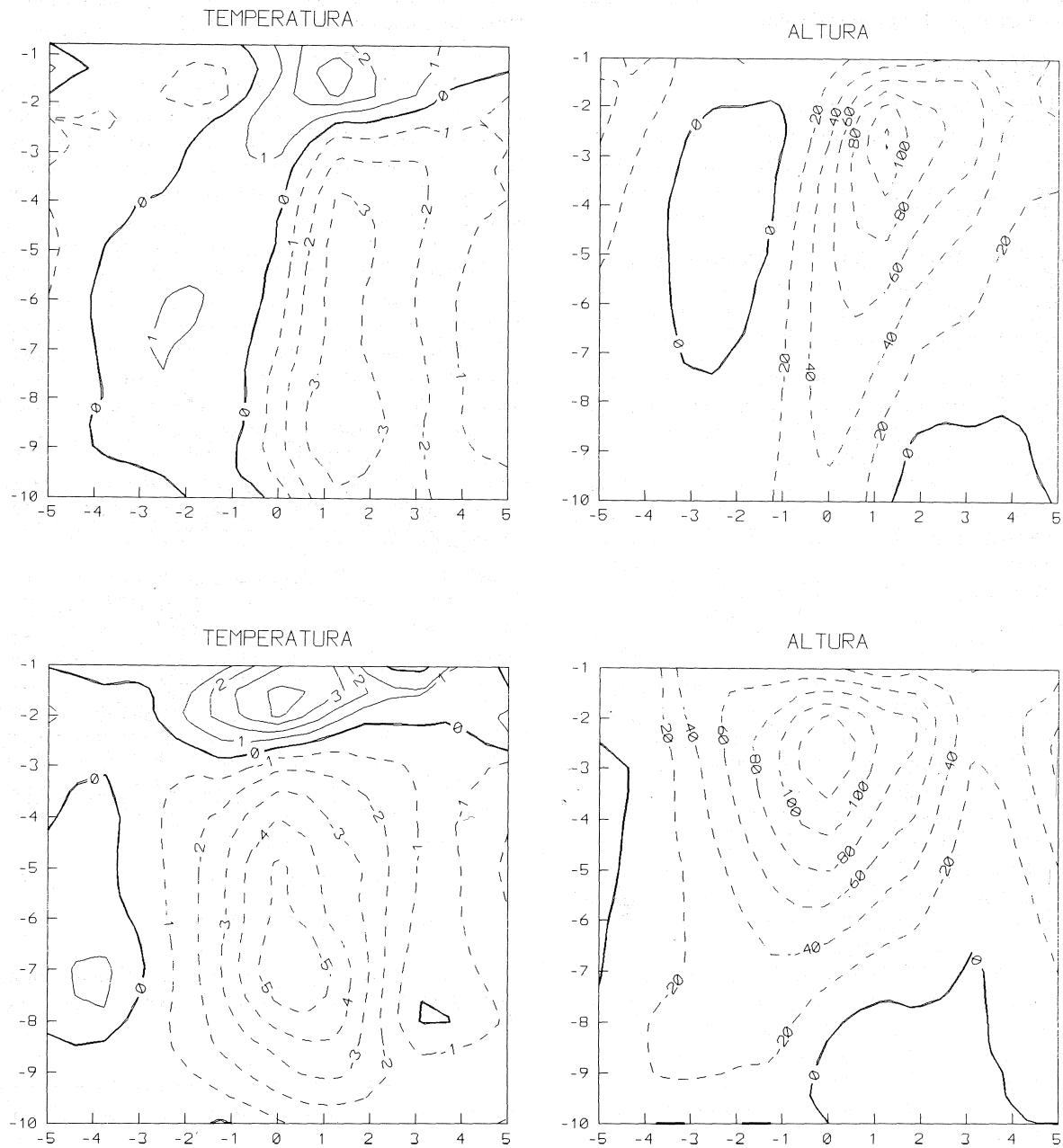


Fig. 9. Cortes verticales temporales promedio de temperatura (izquierda) y altura geopotencial (derecha) en las estaciones Ezeiza (arriba) y Mendoza (abajo), para los casos de ocurrencia de ciclogénesis sobre el este de Sudamérica. Las abscisas positivas (negativas) indican días posteriores (previos) a las ciclogénesis. Las ordenadas representan niveles fijos de presión ($\times 10^{-2}$ hPa). Las líneas rayadas indican anomalías negativas y las continuas valores positivos. Las isotermas están trazadas cada 1°C y las isohipsas cada 20 mgp.

Esta técnica ha sido utilizada anteriormente con éxito para pronosticar la irrupción de viento Zonda en superficie en la región andina (Seluchi y Norte, 1993), la ocurrencia de heladas en el sur de Brasil (Seluchi y Nery, 1992) o el movimiento de ciclones tropicales (Keenan, 1986) entre muchas otras aplicaciones. Un análisis más detallado sobre esta metodología puede encontrarse, por ejemplo, en

Anderson (1958), Green (1978) o Der-Meriditchian (1980).

5.1 Pronóstico de ciclogénesis a partir de campos de altura

Uno de los intentos realizados para pronosticar la ocurrencia de ciclogénesis se llevó a cabo utilizando los cam-

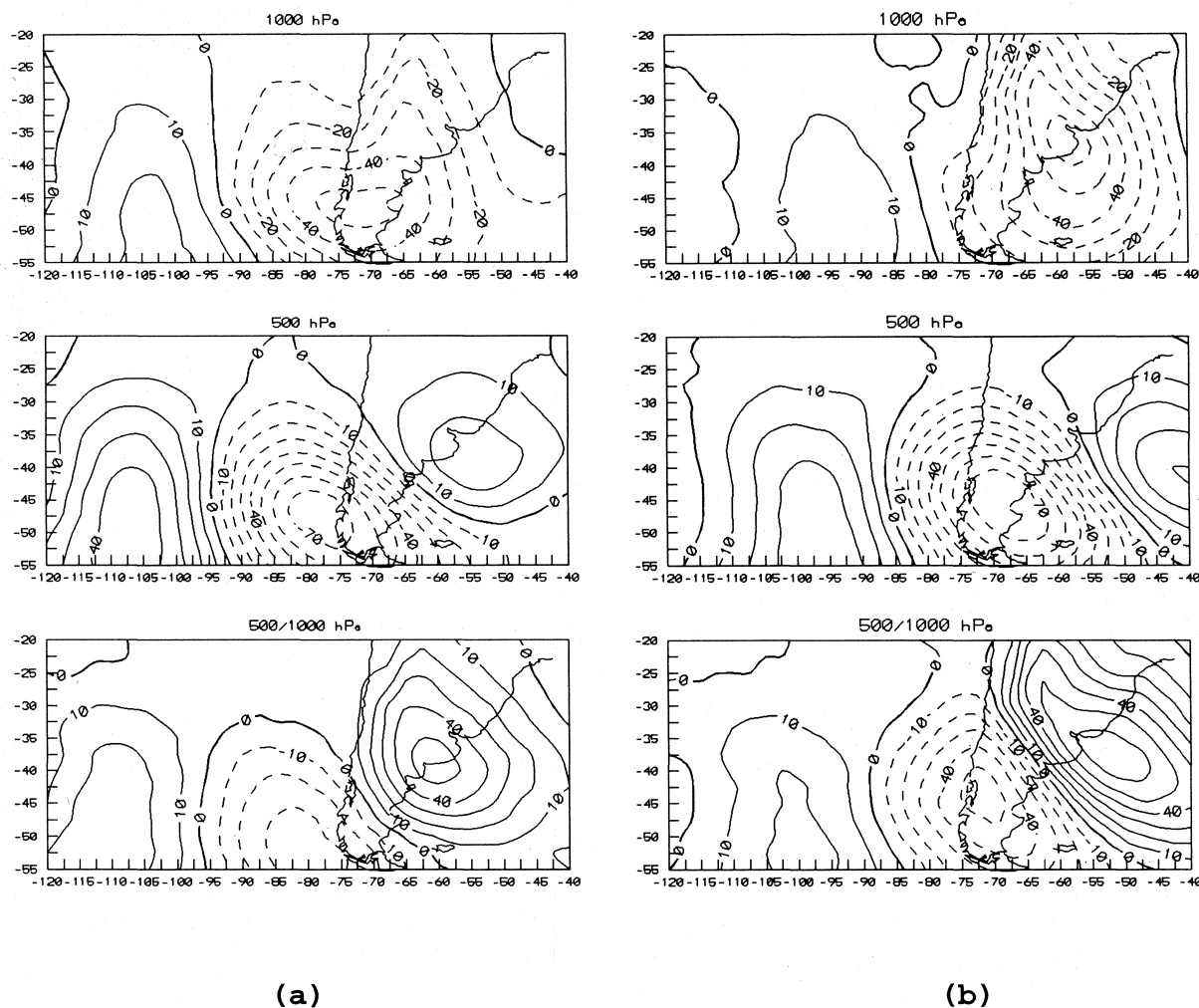


Fig. 10. (a) Campos medios de anomalías de altura geopotencial (en mgp) en los niveles de 1000 hPa (arriba), 500 hPa (centro) y de espesor 500/1000 hPa (abajo) correspondientes al día previo al pasaje de sistemas frontales sobre Ezeiza. (b) Idem (a) para el día del pasaje de sistemas frontales sobre Ezeiza.

pos de altura geopotencial y espesor 500/1000 hPa provenientes de los análisis del ECMWF. En consecuencia cada uno de los días del período 1980-1984 fue clasificado según los siguientes grupos:

- **Grupo 1:** Contiene los días con ciclogénesis en las próximas 24 horas.
- **Grupo 2:** Contiene los días con ciclogénesis en las próximas 24 a 48 horas.
- **Grupo 3:** Contiene los días que no conducen a ciclogénesis en las próximas 48 horas.

Teniendo en cuenta las características halladas en los campos medios de altura y sus anomalías, se seleccionaron diversos predictores tales como diferencias, laplacianos, índices de circulación, valores de altura en distintos puntos del reticulado, etc, con el objeto de realizar una discriminación entre los grupos anteriores.

De todos los predictores calculados el método rescató como significativos a los cinco que figuran a continuación:

$$\begin{aligned}
 P1 &= h_5(37.5^\circ\text{S}, 102.5^\circ\text{O}) - h_5(32.5^\circ\text{S}, 50^\circ\text{O}) \\
 P2 &= h_5(40^\circ\text{S}, 102.5^\circ\text{O}) + h_5(32.5^\circ\text{S}, 50^\circ\text{O}) + h_5(55^\circ\text{S}, 87.5^\circ\text{O}) \\
 &\quad - 3 h_5(35^\circ\text{S}, 77.5^\circ\text{O}) \\
 P3 &= h_5(37.5^\circ\text{S}, 95^\circ\text{O}) - h_5(37.5^\circ\text{S}, 77.5^\circ\text{O}) \\
 P4 &= H(35^\circ\text{S}, 50^\circ\text{O}) - H(37.5^\circ\text{S}, 77.5^\circ\text{O}) \\
 P5 &= h_1(20^\circ\text{S}, 60^\circ\text{O}) - h_1(40^\circ\text{S}, 60^\circ\text{O}),
 \end{aligned}$$

donde h_1 representa la altura del nivel de 1000 hPa, h_5 la altura del nivel de 500 hPa Y H el espesor 500/1000 hpa.

Los predictores P1, P2 y P3 tienen en cuenta la amplitud, ubicación y longitud de las ondas en la troposfera media; P4 estima la baroclinicidad sobre los 35°S y P5 representa un índice de circulación zonal en superficie. Llama la atención que de los cinco predictores seleccionados, tres

pertenece al nivel de 500 hPa, lo que confirma una fuerte componente dinámica en el desarrollo de estos sistemas. A partir de los predictores que resultaron significativos, puede confirmarse que este tipo de ciclones necesitan para su desarrollo una perturbación ciclónica en la troposfera media sobre latitudes más bajas de lo habitual superpuesta a una zona baroclínica. El descenso de la presión sobre latitudes bajas y su aumento en latitudes medias indicaría la proximidad del desarrollo del ciclón en superficie.

La Tabla 1 muestra la bondad de la discriminación alcanzada. Se observa en ella que de los 54 casos correspondientes al grupo 1, 42 (el 77.8%) se pronosticaron en forma correcta, mientras que 8 situaciones fueron ubicadas dentro del grupo 2 y 4 casos fueron pronosticados como "no ciclogénesis". De las 54 situaciones del grupo 2 se predijo 26 en forma acertada (el 48.2%), mientras que 16 fueron ubicadas dentro del grupo 1 (se pronostica al ciclón 24 horas antes de lo observado) y 12 en el grupo 3. Los 1665 días que no condujeron a ciclogénesis fueron pronosticados con precisión en un 72.8 %.

A partir de la Tabla 1 puede observarse que existe un alto grado de correspondencia entre lo pronosticado por el método y la realidad, por lo que esta metodología de predicción aparece como satisfactoria. Sin embargo, el número de "falsas alarmas" resulta alto, puesto que existen aproximadamente cuatro de ellas por cada caso de ciclogénesis registrado.

Tabla 1

Matriz de clasificación del pronóstico de ciclogénesis con tres grupos de clasificación, obtenida a partir de los campos de altura provenientes del ECMWF.

Grupo Real	Grupo Pronosticado			Total
	1	2	3	
1	42 (78%)	8 (15%)	4 (7%)	54 (100%)
2	16 (30%)	26 (48%)	12 (22%)	54 (100%)
3	205(12%)	248(15%)	1212(73%)	1665(100%)

Con el objeto de mejorar el grado de acierto del método anterior se realizó un nuevo intento separando a la muestra en dos grupos:

- **Grupo 1:** Ciclogénesis dentro de las próximas 48 horas.
- **Grupo 2:** Sin ciclogénesis dentro de las próximas 48 horas.

La Tabla 2 muestra el grado de discriminación alcanzado, donde puede apreciarse que el porcentaje de pronósticos correctos es notablemente mayor. Se destaca principalmente una reducción sustancial en la proporción de "falsas alarmas" que presentan una relación aproximada de dos de ellas por cada caso de ciclogénesis. Esta mejora en el grado de acierto se debe, probablemente, a la menor precisión exigida al método para detectar el momento de la aparición del ciclón en superficie.

Tabla 2

Matriz de clasificación del pronóstico de ciclogénesis con dos grupos de clasificación, obtenida a partir de los campos de altura provenientes del ECMWF.

Grupo Real	Grupo Pronosticado		Total
	1	2	
1	93 (86%)	15 (14%)	108 (100%)
2	230 (14%)	1435 (86%)	1665 (100%)

Los predictores rescatados por el método, y que por lo tanto realizan la mejor discriminación entre los dos grupos, son:

- P1= $h_5(35^\circ S, 70^\circ O) - h_5(50^\circ S, 70^\circ O)$
- P2= $h_5(20^\circ S, 80^\circ O) - h_5(40^\circ S, 80^\circ O)$
- P3= $h_5(37.5^\circ S, 102.5^\circ O) + h_5(32.5^\circ S, 55^\circ O) - 2 h_5(35^\circ S, 72.5^\circ O)$
- P4= $h_5(37.5^\circ S, 110^\circ O)$
- P5= $h_1(27.5^\circ S, 65^\circ O) - h_1(37.5^\circ S, 77.5^\circ O)$
- P6= $h_1(35^\circ S, 110^\circ O) - h_1(35^\circ S, 85^\circ O)$
- P7= $H(37.5^\circ S, 102.5^\circ O) + H(32.5^\circ S, 55^\circ O) - 2 H(35^\circ S, 72.5^\circ O)$
- P8= $H(35^\circ S, 60^\circ O)$.

Los predictores P1, P2, P3 y P4 estiman la ubicación y amplitud de las ondas en la troposfera media, P5 se relaciona con la posición de las anomalías de altura en superficie respecto de la Cordillera de los Andes, P6 mide el valor de las anomalías positivas en superficie, mientras que P7 y P8 son estimadores de la baroclinicidad. Puede observarse que los predictores seleccionados en este caso tienen en cuenta prácticamente los mismos factores que en la discriminación con tres grupos.

5.2 Pronóstico de ciclogénesis a partir de datos aerológicos

A través de la Figura 9 puede inferirse que el sondeo que mejor permitiría pronosticar este tipo de evento es el de Mendoza, por presentar las mayores anomalías de altura y temperatura, y por manifestarse éstas aproximadamente 24 horas antes que en el resto de las estaciones. Puede observarse, sin embargo, que a partir de esta clase de información no es posible efectuar algún tipo de alerta con una antelación mayor de 48 horas.

Los intentos realizados con el fin de obtener métodos de pronóstico a 48 horas, utilizando 2 o 3 grupos de clasificación, si bien fueron satisfactorios no lograron mejorar el grado de discriminación alcanzado a partir de los campos del ECMWF.

Una nueva prueba se efectuó considerando los grupos:

- **Grupo 1:** Ciclogénesis en las próximas 24 horas.
- **Grupo 2:** Sin ciclogénesis dentro de las próximas 24 horas.

La Tabla 3 muestra la matriz de clasificación obtenida y los predictores que resultaron significativos.

Tabla 3

Matriz de clasificación y predictores obtenidos para el pronóstico de ciclogénesis a 24 horas, a partir de los radiosondeos de Mendoza.

Grupo Real	Grupo Pronosticado		Total	Predictores	
	1	2		TEMP 250	ALT 500
1	43 (91%)	4 (9%)	47 (100%)	TEMP 250	400
2	279 (18%)	1255 (82%)	1534 (100%)	HR 400	800

Puede verificarse que al acortar la validez del pronóstico su grado de efectividad aumenta notablemente. Esto se debe a que las anomalías térmicas y de altura geopotencial alcanzan valores considerables recién a partir de las 24 horas previas al evento.

Por esta razón los datos provenientes de los análisis del ECMWF superan en eficacia a la información de radiosondeos, ya que permiten seguir a los sistemas a lo largo de su trayectoria.

5.3 Verificación de los pronósticos

Con el objeto de verificar la eficacia del método con una serie independiente de datos, se subdividió la muestra disponible en dos grupos, donde el primero de ellos (1980-1982) fue utilizado para recalcularse los coeficientes de clasificación y el segundo (1983-1984) como control del pronóstico. Es importante destacar que los coeficientes de clasificación calculados con la mitad de la muestra resultaron prácticamente idénticos a aquellos obtenidos a partir de la serie total, lo que muestra la estabilidad de los resultados. En todos los casos el grado de acierto obtenido con la serie independiente de datos resultó prácticamente idéntico al logro con la muestra total. La Tabla 4 presenta, a modo de ejemplo, la verificación del pronóstico a 48 horas realizado a partir de los campos de altura del ECMWF con dos grupos de clasificación.

Tabla 4

Matriz de clasificación del pronóstico de ciclogénesis con dos grupos de clasificación, a partir de una serie independiente de datos.

Grupo Real	Grupo Pronosticado		Total
	1	2	
1	28 (90%)	3 (10%)	31 (100%)
2	105 (15%)	595 (85%)	700 (100%)

Se observa que el método pronosticó correctamente 28 de los 31 casos pertenecientes al grupo 1 (el 90%), mientras que de las 700 situaciones correspondientes al grupo 2 pronosticó bien 595, dando 105 falsas alarmas.

Con el objeto de analizar si los casos clasificados como "desaciertos" (sorpresas y falsas alarmas) presentaban algu-

na característica común, se revisaron todos los mapas sinópticos de superficie correspondientes a estas situaciones. Una revisión detallada permitió verificar que en las 3 "sorpresas" ocurridas falló sólo la predicción a 48 hs, habiéndose pronosticado el fenómeno con 24 hs de antelación. De las 105 situaciones consideradas como "falsas alarmas", 30 de ellas correspondieron a días comprendidos dentro de las 72 y 96 horas anteriores al evento, es decir que las ciclogénesis ocurrieron uno o dos días después de lo pronosticado. Treinta casos estuvieron ligados a ciclones débiles (que no alcanzaron los requerimientos fijados en 3.) y veinte a ciclones fuera del área testigo, muchos de ellos de una gran intensidad, con lo cual las perturbaciones producidas en la troposfera media se extendieron hacia latitudes más bajas siendo "detectadas" por los predictores. Finalmente sólo 24 casos (el 3% de los casos del grupo 2) corresponden a verdaderas falsas alarmas.

La bondad de los pronósticos fue también evaluada a través del cálculo de algunos coeficientes de verificación tales como el grado de acierto, el Skill-Score y el coeficiente de Yule. El primero de éstos determina el porcentaje de casos bien pronosticados, el Skill-Score compara el pronóstico realizado por el método con el que se obtendría por "chance climatológica" (debe ser >0 para superarlo) y el coeficiente de Yule mide el grado de correlación entre el pronóstico y el fenómeno pronosticado (CY=1 correlación perfecta y CY=0 independencia)

La Tabla 5 muestra los resultados alcanzados para la verificación de los distintos métodos de pronóstico. En ella se aprecia que todas las variantes de pronóstico superan la "chance climatológica" y que las variantes derivadas de dos grupos de clasificación resultan más exactas que las efectuadas con tres. Puede observarse además que si bien el último pronóstico tiene un tiempo de validez más corto, su grado de efectividad es también muy alto.

Tabla 5

Grado de acierto (A), coeficiente de Yule (CY) y Skill-Score (S) obtenidos para las distintas variantes de pronóstico.

PRONOSTICO	A(%)	CY	S
ECMWF (3 grupos)	73.2	0.89	0.17
ECMWF (2 grupos)	85.4	0.95	0.36
Sondeos de Mza (3 grupos)	71.3	0.82	0.13
Sondeos de Mza (2 grupos)	78.2	0.84	0.21
Sondeos de Mza (24 hs)	82.1	0.96	0.19

6. CONCLUSIONES

Las ciclogénesis del litoral sudamericano se producen preferentemente durante el invierno y la primavera, disminuyendo su frecuencia en verano y principios del otoño.

En general la perturbación responsable de este tipo de evento puede detectarse cinco días antes de su ocurrencia, a

través de una vaguada de onda larga y de una franja de mayor baroclinicidad que se ubica sobre los 35°S.

La situación sinóptica desencadenante de este tipo de fenómeno se caracteriza por el acercamiento desde el Océano Pacífico de una perturbación ciclónica fría sobre latitudes más bajas de lo habitual, cuya intensidad aumenta con la altura, indicando que estos fenómenos suelen estar ligados a pasajes de depresiones segregadas. La perturbación en superficie se dirige lentamente hacia el continente sufriendo una interrupción en el momento de cruzar la Cordillera de los Andes, regenerándose a sotavento sobre latitudes algo menores. El ahondamiento de la DNOA, asociada a advección de aire cálido desde el norte, y el acercamiento de la perturbación ciclónica en la troposfera media favorecen la intensificación de una zona baroclínica semiestacionaria sobre el centro de Argentina.

Las ciclogénesis al este de Sudamérica corresponden a desarrollos de ciclones frontales que tienen lugar sobre la región de mayor contraste térmico, en el momento en que el eje de una vaguada de onda corta en 500 hPa cruza la Cordillera de los Andes. Las máximas anomalías en el nivel de 1000 hPa se localizan sobre el norte de Uruguay, lo que provoca vientos del sudeste sobre el Río de la Plata, produciendo en muchos casos su desborde.

El ciclón en superficie tiende a desplazarse luego hacia el sudeste, guiado por las corrientes en la troposfera media, alcanzando su máxima profundidad sobre posiciones oceánicas.

La aparición de anomalías positivas de altura al sur de 50°S y el lento desplazamiento de los sistemas en la troposfera media sugeriría que este tipo de fenómeno puede vincularse en algunas oportunidades a situaciones de bloqueo.

La situación sinóptica media relacionada con las ciclogénesis del litoral difiere totalmente de la que tiene lugar durante el pasaje de sistemas frontales. Las ciclogénesis estivales difieren levemente de las invernales, pues parecen estar ligadas a perturbaciones de longitud menor y no se relacionan, en promedio, con perturbaciones en la troposfera baja que incursionen desde el Océano Pacífico.

Mediante el empleo del Análisis Discriminante Multivariado se han desarrollado métodos objetivos de predicción. De todos los intentos realizados, los pronósticos efectuados a partir de los análisis del ECMWF presentan un grado de acierto mayor (cercano al 90% en la discriminación con dos grupos) y permiten predecir al fenómeno con una antelación máxima de 48 horas. Los predictores que resultaron significativos tienen en cuenta la intensidad y ubicación de las ondas en la troposfera media, la ubicación, las anomalías de superficie respecto de la Cordillera de los Andes, el índice de circulación zonal en superficie y el grado de baroclinicidad.

Los radiosondeos de Mendoza permiten efectuar un pronóstico a 24 horas con un grado de acierto similar.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi sincero agradecimiento al Dr. Erich R. Lichtenstein por los valiosos aportes y comentarios vertidos en este trabajo. Esta investigación ha sido parcialmente financiada por el proyecto CEE C/1-CT90-0341.

7. BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, T. W., 1958. Introduction to Multivariate Statistical Analysis. Sections 6.6-6.8, Wiley, 375 pp.
- BERBERY, E. H., 1987. Estudio de los efectos de la orografía sobre la circulación atmosférica sinóptico-planetary, en casos marcadamente barotrópicos y baroclínicos. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral, 191 pp.
- BERBERY, E. H. y ALFARO L. LOZANO, 1991. Características Regionales de Alturas Persistentes en los Océanos Atlántico y Pacífico Sur. Anales Congremet VI, 153-154.
- BLACKMON, M. L., J. M. WALLACE, N. C. LAU y S. L. MULLEN, 1977. An observational study of the Northern Hemisphere winter time circulation. *J. Atmos. Sci.* 34, 1040-1053.
- BUZZI, A. y S. TIBALDI, 1978. Cyclogenesis in the lee of the Alpes. A case study. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 104, 271-278.
- CARLETON, A. M., 1979. A synoptic climatology of satellite-observed extratropical cyclone activity for the Southern Hemisphere: winter. *Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser.* 27, 265-279.
- CHUNG, Y. S., K. HAGE y E. REINELT, 1976. On lee cyclogenesis and airflow in the Canadian Rocky Mountains and the East Asian Mountains. *Mon. Wea. Rev.* 104, 879-891.
- CHUNG, Y. S., 1977. On the orographic influence and lee cyclogenesis in the Andes, the Rockies Mountains and the East Asian Mountains. *Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. A.* 26.
- DER-MEREDITCHIAN, J. J., 1980. Application of Discriminant Analysis in Meteorology: Statistical Climatology. Elsevier, Amsterdam, 241 pp.
- DIAZ, E. L., 1953. El efecto dinámico de la Cordillera de los Andes y el aislamiento de la acción perturbadora regional y superior. *Meteoros*, Año III 1, 7-30.
- EGGER, J., 1974. Numerical experiments on lee cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.* 102, 847-860.
- GAN, A. M. and B. V. RAO, 1991. Surface Cyclogenesis over South America. *Mon. Wea. Rev.* 119, 5 1293-1302.

- GORDILLO, S.B., A.F. BELOHLAWEK, M.J. GARCIA y M. E. SALUZZI, 1991. Estudio retrospectivo de una rápida y severa ciclogénesis que produjo cuantiosos daños socio-económicos en la zona ribereña del Río de la Plata. *Anales Congremet VI*, 121-122.
- GRANDOSO, H.N. y J. NUÑEZ, 1955. Análisis de una situación de bloqueo en la parte austral de América del Sur. *Meteoros 1 y 2*, 35-54.
- GREEN, P. E., 1978. *Analyzing Multivariate Data*. The Dryden Press. Illinois, U.S.A., 519 pp.
- HAGE, K. D., 1961. On summer cyclogenesis in the lee of the Rocky Mountains. *Bull Amer. Met. Soc.* 42, 20-23.
- HAYES, J. L., R. T. WILLIAN y M. A. RENNICK, 1987. Lee cyclogenesis. Part I: Analytic studies. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2, 432-442.
- HESSLING, N. A., 1923. Ciclones y anticiclones en la República Argentina. *Boletín Mensual de la Oficina Meteorológica*, año 7, 76-86.
- HIRSCHBERG, P. A. y J. M. FRITSCH, 1991. Tropopause undulations and development of extratropical cyclones Part II: Diagnostic analysis and conceptual model. *Mon. Wea. Rev.* 119, 518-550.
- HOFFMANN, J.A., 1975. Atlas Climático de América del Sur. OMM-UNESCO, Impreso en Cartographia, Budapest, Hungría, 31 pp.
- JUSEM, J. C. y R. ATLAS, 1991. Diagnostic Evaluation of Numerical Model Simulations Using the Tendency Equation. *Mon. Wea. Rev.* 119, 12, 2936-2955.
- KEENAN, T.D., 1986. Forecasting tropical cyclone motion using a Discriminant Analysis procedure. *Mon. Wea. Rev.* 114, 434-441.
- LAPENTA, W. M. y N. L. SEAMAN, 1992. A numeric investigation of east coast cyclogenesis during the cold-air damming event of 27-28 February 1982. Part II: Importance of physical mechanisms. *Mon. Wea. Rev.* 120, 52-76.
- LICHTENSTEIN, E. R., 1980. La depresión del Noroeste Argentino. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral, 124 pp.
- LICHTENSTEIN, E.R., 1989. Some influences of the Andes Cordillera on the synoptic scale circulation. Preprint III Conf. Int. sobre Met. y Oc. del H.S., 190-191.
- MC CLAIN, E. P., 1960. Some effects of the western cordillera of North America on cyclonic activity. *J. Met.* 17, 104-115.
- MECHOSO, C., 1981. Topographic influences on the general circulation of the Southern Hemisphere: A numerical experiment. *Mon. Wea. Rev.* 109, 2131-2139.
- MILLER, J. E. y MANTIS, 1947. Cyclogenesis in the Atlantic coastal region of the United States. *J. Met.* 3, 31-44.
- NECCO, G. V., 1982a. Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: ciclogénesis. *Meteorológica*, 13, 1, 7-20.
- NECCO, G.V., 1982b. Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: trayectorias y desarrollos. *Meteorológica*, 13, 1, 21-34.
- NECCO, G. V., 1982c. On cyclogenesis on South American regions during FGGE. *Nat. Met. Cent. Dev. Div.*
- NERY, J. T., M. E. SELUCHI y S. M. BRYNSZTEIN, 1991. Modelo de Pronóstico Estadístico de Heladas para la Región de Maringá. *Anales Congremet 6*, 41-42.
- NORTE, F. A., 1988. Características del Viento Zonda en la Región de Cuyo. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral. 224 pp.
- NORTE, F. A. y M. E. SELUCHI, 1993. Objective methods for the Zonda forecasting using information from surface and height. Preprints IV Int. Conf. Sou. Hem. Met. and Ocean. (AMS), Hobart, Australia, 258-259.
- PALMEN, E. y C. NEWTON, 1969. Atmospheric circulation systems. Academic Press, New York, 168-337.
- PETTERSSSEN, S., 1941. Cyclogenesis over southeastern United States and the Atlantic coast. *Bull. Amer. Met. Soc.* 22, 269-270.
- RADINOVIC, D., 1985. On the development of orographic cyclones. Tech Rep., 50, ECMWF.
- RIVERO, O. R., 1971. Consideraciones dinámicas sobre un desarrollo ciclónico en la Patagonia durante los días 15 y 16 de agosto de 1967. *Meteorológica*, 2, 476-523.
- RIVERO, O.R. y C. EREÑO, 1978. Ciclogénesis, movimiento y distribución de depresiones y densidad de pasaje de frentes en los Océanos Atlántico y Pacífico Sur durante el período abril 1967 a marzo de 1972. *Meteorológica*, 8-9, 299-308.
- RUIZ, N. E. y W. M. VARGAS, 1994. Ensayo de pronóstico objetivo de probabilidad de precipitación en Buenos Aires en base a análisis de 500 mb del ECMWF. *Meteorológica*, 19, 1 y 2, 3-12.
- RUSSEL, H. y L. H. HORN, 1975. Static stability and the 300 mb isotach field in the Colorado cyclogenetic area. *Mon. Wea. Rev.* 103, 7 628-638.
- SCHWERDTFEGGER, W., 1954. Análisis sinóptico y aspecto climatológico de dos distintos tipos de depresiones bálticas en el Norte de Argentina. *Meteoros 4*, 301-323.

- SCHWERDTFEGER, W. y D.W. MARTIN, 1964. The zonal flow of the free atmosphere 10°N-80°S, in the South American sector. *J. Appl. Met.* 3, 6, 726-733.
- SELUCHI, M.E. y J.T. NERY, 1992. Condiciones Meteorológicas Asociadas a la Ocurrencia de Heladas en la Región de Maringá. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 7 (1), 523-534.
- SELUCHI, M.E., S.A. BISCHOFF y E.R. LICHTENSTEIN, 1990. La estructura vertical de los sistemas migratorios sobre Buenos Aires. *Geoacta* 17, 2, 145-153.
- STRETEN, N. y A. TROUP, 1973. A synoptic climatology of satellite observed cloud vortices over Southern Hemisphere. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 99, 419. 56-72.
- TALJAARD, J. J., 1967. Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during I.G.Y. *J. Appl. Met.* 6, 973-987.
- TREVISAN, A., 1976. Numerical experiments on the influence of orography on cyclone formation with an isentropic primitive equation model. *J. Atmos. Sci.* 33 768-780.
- VON FICKER, 1920. Der Einfluss der Alpen auf die Fallgebiete des Luftdruckes und die Entstehung von Depressionen im Mittelmeer. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 37.
- WOELCKEN, K., 1954. Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en la Argentina. *Meteoros*, IV (4).

Marcelo E. Seluchi

Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera
(CIMA)/CONICET
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Ciudad Universitaria Pab II 2° Piso
(1428) Buenos Aires, Argentina