

## Tesis de Posgrado

# Simulación numérica de la precipitación asociada a eventos convectivos en mesoescala en latitudes subtropicales y medias de América del Sur

Saulo, Andrea Celeste

1996

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias de la Atmósfera de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

**Cita tipo APA:**

Saulo, Andrea Celeste. (1996). Simulación numérica de la precipitación asociada a eventos convectivos en mesoescala en latitudes subtropicales y medias de América del Sur. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

[http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_2873\\_Saulo.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2873_Saulo.pdf)

**Cita tipo Chicago:**

Saulo, Andrea Celeste. "Simulación numérica de la precipitación asociada a eventos convectivos en mesoescala en latitudes subtropicales y medias de América del Sur". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1996.

[http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_2873\\_Saulo.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2873_Saulo.pdf)

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires

**UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES**  
**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales**

**Tema de Tesis**

Simulación numérica de la precipitación asociada a eventos convectivos en mesoescala en latitudes subtropicales y medias de América del Sur

**Autor**

Andrea Celeste Saulo

**Directora**

Dra. Matilde Nicolini

**Lugar de trabajo**

Departamento de Ciencias de la Atmósfera  
Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera

Trabajo de Tesis presentado para optar por el título de Doctor de la  
Universidad de Buenos Aires

1996

2873 -  
Lj 2

## **Informe final del director de tesis, Dra. Matilde Nicolini**

*Tema de tesis: Simulación numérica de la precipitación asociada a eventos convectivos en mesoescala en latitudes subtropicales y medias de América del Sur*

La Tesis de la Lic. Andrea Celeste Saulo hace contribuciones importantes al modelado numérico en mesoescala sobre la región sudamericana. La principal motivación para el desarrollo de modelos apropiados para su uso en mesoescala es que existen fenómenos importantes en esta escala que impactan las actividades humanas y que no son pronosticados por los modelos operativos en la escala sinóptica. Los eventos convectivos en mesoescala son los responsables mayoritariamente de las inundaciones, los daños por granizo, los vientos fuertes y los tornados.

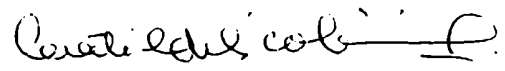
Dentro de esta problemática, es de especial interés la puesta en funcionamiento de un modelo, previamente utilizado en escala sinóptica en nuestra región, con el fin de representar adecuadamente la precipitación generada por sistemas como los mencionados.

Como aspectos principales del trabajo de tesis se destacan: la modificación e inclusión de parametrizaciones en el modelo LAHM/GFDL versión CIMA y una discusión cuidadosa de su impacto en la performance del mismo, en situaciones complejas; la incorporación de una técnica de anidado múltiple; la adaptación del tratamiento explícito de la termodinámica húmeda y la fundamentación, a partir de pruebas de sensibilidad, de la no conveniencia de avanzar en esta alternativa mediante la inclusión de una "fracción nubosa". La nueva versión del modelo, además de haber sido enriquecida según los aspectos mencionados, ha sido preparada para funcionar con 18 niveles en la vertical.

Como aporte final de este trabajo de investigación, se dispone de un modelo de área limitada testado en situaciones convectivas sobre una región complicada en cuanto a los problemas numéricos a resolver por la presencia de una barrera montañosa como es la Cordillera de los Andes. Asimismo, el modelo se encuentra en condiciones para ser utilizado en modo pronóstico en una fase experimental, dado que presenta requerimientos acordes a la disponibilidad actual de los potenciales usuarios.

Cabe destacar que el trabajo de la Lic. Saulo se ha extendido en el tiempo debido a las dificultades relacionadas con la etapa de familiarización en el uso del modelo LAHM, el gran número de experimentos necesarios para ajustar las parametrizaciones, con limitaciones en los recursos computacionales durante la primer etapa del trabajo y en la disponibilidad de datos en la región adecuados a los requerimientos del modelo.

Por todos los resultados logrados, que avalan la tarea rigurosa y creativa desarrollada, considero que la Lic. Saulo ha realizado un aporte importante en el campo poco explorado de la simulación de la mesoescala y en particular de la precipitación en la Argentina.

  
MATILDE NICOLINI

**Simulación numérica de la precipitación asociada a eventos convectivos en mesoescala en latitudes subtropicales y medias de América del Sur**

***Palabras clave:*** *modelado numérico - modelos regionales - mesoescala - precipitación - sistemas convectivos en mesoescala - Sudamérica*

**Numerical simulation of precipitation associated with mesoscale convective events over South America at mid and subtropical latitudes**

***Key words:*** *numerical modeling - regional models - mesoscale - precipitation - mesoscale convective systems - South América*

*A Hugo,  
Iván y Analía.*

# Indice

<b>Agradecimientos</b>	iv
<b>Resumen</b>	v
<b>Abstract</b>	ix
<b>CAPITULO I: Introducción</b>	1
<i>1.1 El modelado numérico en mesoescala: un poco de historia, algunos problemas y oportunidades</i>	1
<i>1.2 Algunas aplicaciones de modelos regionales a la mesoescala</i>	4
<i>1.3 El pronóstico y/o la simulación de la precipitación: aspectos generales</i>	7
<i>1.4 Objetivos propuestos y organización del presente estudio</i>	11
<b>CAPITULO II: Selección de situaciones</b>	13
<i>2.1 Consideraciones generales</i>	13
<i>2.2 Los sistemas convectivos en mesoescala</i>	14
<i>2.2.1 La situación sinóptica asociada a las tormentas del 12 de abril de 1983</i>	17
<i>2.2.2 Análisis de la situación de gran escala asociada a la ocurrencia sucesiva de dos Complejos Convectivos de Mesoescala sobre nuestro país</i>	19
<i>2.3 Las ciclogénesis extratropicales</i>	25
<i>2.3.1 La ciclogénesis del 12 de noviembre de 1989</i>	26

<b>CAPITULO III:</b>	46
<b>3.1 El modelo utilizado</b>	46
3.1.1 Características generales	49
3.1.2 Aspectos más relevantes de las distintas parametrizaciones	49
<b>3.2 Primeras Experiencias</b>	54
<b>3.3 La adaptación del modelo para su funcionamiento en mesoescala</b>	57
3.3.1 El problema de la parametrización de la convección	58
3.3.2 Alternativas propuestas para el LAHM/CIMA	62
3.3.2.1 El tratamiento explícito de la termodinámica húmeda	63
3.3.3 La inclusión de la difusión vertical	67
<b>CAPITULO IV: Evaluación de la calidad de las simulaciones</b>	73
4.1 El anidado telescópico	73
4.2 La difusión vertical	74
4.3 Análisis de la calidad de las simulaciones	81
4.3.1 La simulación de la línea de inestabilidad	82
4.3.2 La simulación de los complejos convectivos de mesoescala	84
4.3.3 La simulación de la sudestada	88
4.4 Síntesis de los principales resultados del Capítulo IV	90
<b>CAPITULO V: Experimentos de sensibilidad</b>	113
5.1 Experiencias de sensibilidad a distintas parametrizaciones de la convección	113
5.2 La inclusión de la fracción nubosa en el tratamiento explícito	118

5.2.1 <i>Análisis de los distintos términos intervinientes en la ecuación evolutiva de la humedad específica</i>	122
5.2.2 <i>Evaluación del efecto de un aumento en la resolución vertical</i>	126
5.3 <i>Discusión y resumen de los resultados obtenidos</i>	128
<b>CAPITULO VI: Conclusiones</b>	140
<b>Apéndice</b>	146
<b>Referencias</b>	150



# *Agradecimientos*

La realización de un trabajo de tesis constituye un crecimiento profesional, y también un desarrollo personal. Agradezco profundamente a mi directora, la Dra. Matilde Nicolini, porque en la tarea de guiar y enseñar no descuidó ninguno de esos aspectos; aportando su experiencia, su rigurosidad y sus conocimientos pero también brindándome su apoyo y cálido afecto.

Le agradezco al Dr. Mario Nuñez su generosa colaboración en todos los momentos de mi carrera, desde mi ingreso al Grupo de Modelos Numéricos hasta mi actual participación en el CIMA.

Mi sincero reconocimiento a todos los que cooperaron en distintos aspectos vinculados a este trabajo:

- al Dr. Isidoro Orlanski por su valioso asesoramiento y su buena predisposición a atender mis consultas;
- al Dr. Juan Carlos Jusem, por facilitarme los datos;
- a la Dra. Inés Velasco y al Dr. Marcelo Seluchi, por la información complementaria acerca de los casos estudiados;
- al Dr. Claudio Menéndez por la documentación y el asesoramiento acerca del modelo utilizado;
- a Estela Collini y al SMARA que posibilitaron la preparación de los datos;
- al Banco de Datos del Departamento de Ciencias de la Atmósfera; al Servicio Meteorológico Nacional y al Servicio Meteorológico de Uruguay, por los datos pluviométricos;
- al CONICET y a la Universidad de Buenos Aires que financiaron mi trabajo de investigación en sus distintas etapas. Al CIMA que me proporcionó las facilidades computacionales y técnicas.

También quiero agradecer a mis compañeros del CIMA, del grupo de Mesoescala y del grupo de Modelos Numéricos, quienes hacen grato el trabajo cotidiano con su calidez, y en especial a Silvina Solman y a Carolina Vera por su amistad.

Finalmente mi profunda gratitud hacia toda mi familia, porque sin su amor y su ayuda esto no hubiera sido posible. Gracias a Iván y Analía porque me alegran cada día. Gracias a Hugo por el permanente aliento, la paciencia, y el amor.

## *Resumen*

Este trabajo consiste, fundamentalmente, en la adaptación de un modelo regional (el LAHM/GFDL versión CIMA) para ser utilizado en la simulación y/o pronóstico de precipitaciones intensas en latitudes medias y subtropicales de América del Sur.

Con tal fin, se eligieron cuatro sistemas productores de abundante lluvia sobre el territorio argentino. Tres de las situaciones se caracterizan por ser sistemas convectivos en mesoescala (una línea de inestabilidad y dos complejos convectivos de mesoescala que ocurrieron de manera sucesiva), y el principal interés de modelarlos radicó en la dificultad que presenta la identificación de patrones de escala menor a la sinóptica, que es la única que resuelven los modelos de circulación general disponibles en nuestros centros de pronóstico.

El otro sistema elegido es un ciclón que se desarrolló sobre el litoral argentino, en donde se intensificó de manera abrupta, produciendo precipitaciones muy abundantes en esa región, conjuntamente con la ocurrencia de una violenta sudestada sobre el Río de la Plata. Si bien la escala de este fenómeno es mayor a la de los anteriores, su ocurrencia tampoco fue pronosticada por los modelos de circulación general, lo cual indicaría que algunos aspectos dinámicos y/o termodinámicos del sistema no pudieron ser capturados por los modelos de menor resolución.

Si bien el modelo regional elegido había sido utilizado previamente en nuestra región (y también en Estados Unidos), el trabajo de adaptación se dirigió a posibilitar su correcto funcionamiento con mayores resoluciones (i.e. 40 km aproximadamente) que las que utilizaba anteriormente (i.e. 100 km). De hecho, las primeras experiencias indicaron que la simulación de la precipitación con el modelo en su forma original era

completamente inexacta en términos de posicionamiento e intensidad de los centros de lluvia.

Para lograr el fin propuesto, se incluyó una parametrización de la difusión vertical de primer orden, que funcionara en toda la tropósfera, con un coeficiente de viscosidad turbulenta que dependiera de la inestabilidad en cada punto, a través del número de Richardson. Se realizaron gran cantidad de experiencias con el objeto de ajustar los distintos parámetros intervinientes en esa formulación.

Además se adoptó la técnica de anidado telescópico para minimizar el impacto por el cambio abrupto de resolución entre los datos iniciales y el intervalo de retículo del modelo. La ventaja de este modo de trabajo es, no sólo que es el recomendado por todos los especialistas en modelado numérico para la inicialización y la provisión de condiciones de contorno en modelos en alta resolución, sino que además el modelo queda preparado para ser anidado a modelos de circulación general, que se caracterizan por su baja resolución.

La sensibilidad del modelo a la nueva parametrización de la difusión vertical fué muy grande. La simulación de la precipitación obtenida con el esquema de Arakawa y Schubert combinado con el tratamiento difusivo propuesto, mejoró considerablemente, tanto en intensidad como en ubicación de los sistemas. Este resultado indicó la necesidad de trabajar con las modificaciones propuestas en las escalas de interés de este trabajo, deshechándose el tratamiento original. Este nuevo modo de utilización del modelo (anidado telescópico, nueva parametrización de la difusión vertical y esquema de Arakawa y Schubert) se denominó "control".

Todas las situaciones sinópticas fueron modeladas satisfactoriamente mediante la experiencia control con una antelación de 24 a 48 horas, si bien se detectaron algunos problemas en cuanto a la ubicación exacta de los sistemas y una cierta tendencia a subestimar su intensidad. Los campos de precipitación se capturaron razonablemente bien, aunque se detectó una leve sobreestimación en algunos centros.

Con el propósito de evaluar la sensibilidad del modelo a un cambio de parametrización de la convección, se adaptó un tratamiento explícito de la convección, cuya mayor ventaja sobre Arakawa y Schubert reside en la simplicidad; en que, a medida que se aumenta la resolución no presenta restricciones a su uso y a que incluye una ecuación de pronóstico extra que es la de contenido de agua de nube.

La sensibilidad al cambio en el tratamiento de la convección fue leve, y la precipitación acumulada (que fue el campo más afectado) mostró una cierta mejora. Ese resultado, conjuntamente con la obtención del campo nuboso, que se comparó satisfactoriamente con las imágenes satelitales, permiten recomendar la utilización de este tratamiento para la simulación de sistemas precipitantes sobre nuestro territorio.

También se evaluó la posibilidad de mejorar el tratamiento explícito, por medio de la inclusión de un factor, denominado fracción nubosa (CF), que modulara el término de la condensación mediante alguna función sencilla que representara la estructura vertical de la nubosidad esperable en las escalas modeladas. Su inclusión se testeó para todas las situaciones sinópticas, no encontrándose una respuesta significativa en ningún caso, aunque sí una pequeña tendencia a disminuir la tasa de precipitación. Para descartar que la escasa sensibilidad se debiera a la pobre resolución vertical utilizada en todos los experimentos, se aumentó la resolución de 9 a 18 niveles, lo cual permitió corroborar que el modelo no es sensible a este factor, aún trabajando con mayor resolución en la vertical.

Se considera que el trabajo realizado contribuye, fundamentalmente a la disponibilidad de un modelo apto para la realización de simulaciones y/o pronósticos en alta resolución sobre una región complicada para el modelado numérico por su compleja topografía. Lo antedicho es particularmente importante a la hora de estudiar sistemas de mesoescala que virtualmente no son representados por los análisis y/o los datos disponibles.

Los experimentos realizados, en tanto que someten al modelo a casos extremos en cuanto a la severidad de las condiciones de tiempo asociados a los mismos, permiten concluir que el rendimiento es satisfactorio, aún en la representación del campo de

precipitación. También se ha trabajado de manera tal de mantener el costo computacional en valores razonables para que se pueda transferir a potenciales usuarios de pronósticos a corto plazo. En cuanto a otros fines, se destaca que el modelo se encuentra también preparado para ser anidado a un modelo de circulación general, con lo cual se abre la posibilidad al modelado climático regional, que es una alternativa particularmente interesante sobre nuestro territorio, que, como se mencionara anteriormente, presenta singularidades que no pueden capturarse con un modelo de baja resolución.

## *Abstract*

This work is mainly concerned with the modification of a regional model (the LAHM/GFDL, CIMA version) in order to be able to simulate and/or forecast heavy precipitation events over South American mid and subtropical latitudes.

Four different situations, all associated with heavy precipitations over Argentina, were chosen. Three of them are mesoscale convective systems (a squall line and two mesoscale convective complexes), and the main reason of this choice was the inability of models with lower resolution to capture features like these.

The other situation consisted on an explosive cyclogenesis over western Argentina, which produced heavy rains and a very strong south-east gale in the Río de la Plata. Although this system belongs to a greater spatial scale than the others, it couldn't also be forecasted by general circulation models, indicating that some of its dynamical or thermodynamical features were not correctly handled by those models.

Though the LAHM/GFDL model had been previously used over this region (and over the United States also), the main task was to adjust it in order to perform simulations with higher resolutions (i.e. 40 km) than the ones used before (100 km approximately).

To accomplish this, a new vertical diffusion scheme (with first order closure) was included, with diffusivity coefficients specified as function of Richardson number.

The telescoping nesting technique was also adopted, in order to reduce the impact of a sudden change in resolution, from synoptic scale information ( $2.5^\circ$  grid interval) to mesoscale simulation ( $0.5^\circ$  grid interval).

The model showed great sensitivity to the inclusion of the new eddy viscosity treatment. The precipitation fields obtained using this scheme combined with the Arakawa and Schubert (from now on AS) cumulus parameterization scheme (called "control"), were better than those obtained before. This result showed the necessity of adopting this vertical diffusion parameterization for experiments with resolutions greater than 80 km.

Control experiments, were successful for all of the selected situations, within 24 to 48 hours in advance, though some misplacement of maximum activity and/or intensity centers were detected. Precipitation fields were reasonably good captured, with a slight trend to overprediction.

Another goal of this work was to test the model's sensitivity to different convective parameterizations. With this purpose, an explicit convective treatment was implemented and then compared with Arakawa and Schubert scheme. Explicit treatment's main advantages are its simplicity and the fact that it includes an extra prognostic equation for cloud water.

The sensitivity to these alternative approaches was small, and mainly noticeable in precipitation fields, where a slight improvement was found. This result together with the fair agreement between simulated and observed cloud patterns, suggest that this treatment is adequate to simulate heavy precipitation events over our region.

The feasibility of improving the explicit treatment by including a cloud fraction (CF) was also analyzed. This CF was designed in order to control condensation by means of an idealized cloud profile, suitable for the resolved scales. Nevertheless, almost no sensitivity was found, even when vertical resolution was doubled.

It is believed that this work contributes significantly to the availability of a model suitable to execute high resolution simulations and/or forecasts over a particularly complicated region because of its steep topography. This is still more true considering that mesoscale systems, which are not captured by standard analyses, are being correctly reproduced.

All of the experiments, while testing the model under very complex situations, associated with heavy precipitation, allow to conclude that the model performance is satisfactory, even in the representation of precipitation.

It must be also emphasized that the modifications have been designed keeping in mind the question of suitability in terms of computational and data requirements to allow the use of this model in our country. Finally, another highlight of this latest model's version is its plausible use nested in a General Circulation Model, which is the first step to perform Regional Climate Simulations over Argentina.



# CAPITULO I

## *Introducción*

### *1.1 El modelado numérico en mesoescala: un poco de historia, algunos problemas y oportunidades.*

El modelado numérico es una técnica que permite simular los flujos atmosféricos, mediante la resolución del sistema de ecuaciones que rige la dinámica de la atmósfera. Como es sabido, el sistema completo de ecuaciones no tiene solución analítica, por lo cual se utilizan métodos que permiten hallar una solución aproximada de las mismas (i.e. métodos numéricos). Esa es la base de los modelos de pronóstico numérico, utilizados, en la actualidad, para estudiar procesos en las distintas escalas de movimiento.

Con el fin de comprender mejor sus características fundamentales, es conveniente clasificarlos en tres grandes grupos: los modelos de circulación general (MCG), los regionales o de área limitada y los no-hidrostáticos.

Como su nombre lo indica, los MCG describen la circulación en escala global, mediante la resolución de (en general), cinco ecuaciones de pronóstico para las siguientes variables: componentes horizontales del viento ( $u$  y  $v$ ), temperatura ( $T$ ), presión en superficie ( $p$ ) y humedad específica ( $q$ ). Usualmente, estos modelos, dado que abarcan todo el globo, no pueden trabajar con una resolución lo suficientemente alta como para estudiar fenómenos subsinópticos (los MCG más poderosos tienen un espaciamiento entre puntos de alrededor de  $2^\circ$  en latitud y longitud).

En segundo lugar, se mencionaron los modelos de área limitada, que esencialmente son iguales a los de circulación general, excepto que su dominio se acota a una determinada región. Esto último introduce la necesidad de formular condiciones de contorno sobre los límites laterales.

Finalmente, se encuentran los modelos no-hidrostáticos, que se formulan para resolver aspectos de la circulación vinculados a las escalas más pequeñas (i.e. cumulus), por lo cual, además de necesitar condiciones de contorno (al igual que los regionales, son modelos de área limitada), trabajan con resoluciones mucho mayores (en ocasiones del orden de algunos cientos de metros). Por otra parte, para lograr una descripción mejor de los procesos convectivos, contienen un número mucho mayor de ecuaciones de pronóstico, vinculadas a la conservación de distintas especies del agua (i.e. hielo en distintas formas, agua de nube, agua de lluvia, etc.).

Esta clasificación permite establecer que, tanto los modelos regionales como los no-hidrostáticos, serían adecuados para trabajar en mesoescala. El modelado numérico en esta escala, puede considerarse una rama joven dentro del pronóstico numérico. Ello se debe a dos causas fundamentales; la primera, está relacionada con la capacidad computacional que, en la medida que fue aumentando, permitió mejorar la resolución con que trabajaban los modelos pre-existentes (i.e. globales). La segunda, tiene que ver con la posibilidad de verificar los productos obtenidos por estos modelos de mayor resolución. Es decir, está directamente relacionada con la obtención de datos en una escala que abarca fenómenos con una dimensión espacial variando entre los 2000 km y los 2 km (escalas meso- $\alpha$ , meso- $\beta$  y meso- $\Gamma$  definidas por Orlanski, 1975). Este último es, quizás, uno de los mayores y más difíciles problemas para el modelado en mesoescala: la falta de datos adecuados (y suficientes) para inicializar y testear los modelos (Perkey, 1986).

Se podría considerar que los años '80 son los que marcan el inicio del pronóstico numérico en la mesoescala, gracias a la disponibilidad de los medios antes señalados. Los modelos de área limitada en mesoescala, con resoluciones horizontales variando entre 30 y 100 km, se utilizan, actualmente, tanto en forma operativa como con fines de investigación en todo el mundo. En este último sentido, resultan una herramienta

importante para proveer conjuntos de datos en alta resolución y dinámicamente consistentes a fin de describir sistemas tales como frentes, corrientes en chorro, ciclones tropicales y extratropicales, efectos orográficos, así como el entorno de tormentas severas y sistemas convectivos.

Desde entonces, se ha desarrollado una importante cantidad de modelos de mesoescala. Una parte de esta "corta" historia del modelado en mesoescala, puede referenciarse a través del trabajo de Anthes (1983), que consiste en una revisión de los modelos regionales utilizados hasta esa fecha.

Poco después, Pielke (1984), dedica un libro al tema del modelado en mesoescala, abarcando los aspectos teóricos y prácticos del mismo. También realiza una síntesis de los modelos existentes hasta ese momento y los fenómenos estudiados a través de los mismos.

Ross (1986), realiza una reseña histórica sobre la predicción numérica del tiempo, con énfasis en la mesoescala, y también compara la capacidad de 10 modelos diferentes para realizar un pronóstico a 24 hs, analizando la potencialidad de cada uno de ellos. Más recientemente, el libro editado por Pielke y Pearce (1994) tiene el objetivo de relevar la calidad de distintos modelos. Allí se detallan los distintos aspectos del Proyecto de Comparación de Modelos de Mesoescala, en la cual se incluyen modelos regionales y no-hidroestáticos.

Las distintas aplicaciones de modelos de mesoescala que se han realizado en otros países, nos permiten afirmar que, si bien los modelos no hidroestáticos, que resuelven explícitamente el conjunto completo de ecuaciones (incluyendo, casi siempre, hasta la parametrización de la microfísica de nubes), son los de mejor calidad para simular una amplia gama de fenómenos, no son viables aún operativamente (Stensrud y Fritsch, 1994 b), debido, fundamentalmente, al alto costo computacional. Se debe agregar otra consideración respecto a la utilización de los modelos no-hidroestáticos y es que estos modelos son realmente aprovechados si los datos iniciales proveen el detalle suficiente de la situación a escala mesometeorológica. En otras palabras, se necesita una meso-red, información satelital e, inclusive, datos de radar, para que el conjunto "datos-modelo" sea

consistente.

A pesar de la cantidad de trabajos existentes en la literatura, tendientes a evaluar los modelos regionales y los no-hidrostáticos, y de los distintos enfoques que realizan, se pueden extraer de los mismos dos conclusiones fundamentales. La primera es que los no-hidrostáticos son sensiblemente mejores, aunque aún hay un largo camino por recorrer hasta que trabajen operativamente en escala regional. La segunda es que no es posible decidir cuál es el "mejor" modelo, ya que, además de las diferencias técnicas entre los mismos, existen condicionamientos externos muy variables, entre los cuales se destaca la calidad de los datos iniciales y de contorno. Además, al momento de evaluar la calidad de los pronósticos de cualquier modelo, también debe ser tomada en cuenta la predictabilidad del fenómeno que con el mismo se intenta reproducir.

Es oportuno, entonces, introducir los distintos aspectos que condicionan la elección de un modelo para trabajar en mesoescala sobre nuestra región. Como se mencionara al principio de esta sección, las mismas dos causas que posibilitaron el modelado de escalas sub-sinópticas, son las mismas que determinan sus límites. Esto es: tanto la capacidad computacional como la fuente de datos iniciales, de contorno y la posibilidad de la verificación marcarán fuertemente la factibilidad de utilizar un modelo respecto a otro.

Lo señalado anteriormente, permite concluir que, en base a la disponibilidad computacional y de datos iniciales, la mejor manera de abordar el estudio de fenómenos en mesoescala en nuestro país, es mediante los modelos regionales.

## ***1.2 Algunas aplicaciones de modelos regionales a la mesoescala***

El modelado numérico en mesoescala abarca el estudio de gran cantidad de fenómenos que sintéticamente podrían separarse en dos grandes grupos (Pielke, 1984):

- a) aquéllos que están forzados (primariamente) por inhomogeneidades del terreno
- b) aquéllos que están primariamente forzados por inestabilidades inmersas en las perturbaciones de escala mayor (es decir, los sistemas inducidos sinópticamente)

Dentro de la primera categoría se pueden mencionar las brisas de mar y tierra, los vientos de valle y montaña y las circulaciones urbanas, entre otros. Estos fenómenos son menos difíciles de modelar debido a que las circulaciones de mesoescala están fijas geográficamente, no se mueven demasiado lejos de su punto de origen y, en general, no requieren una representación espacial demasiado detallada de las condiciones de contorno e iniciales.

Los fenómenos abarcados en el segundo grupo, dado que no son forzados por inhomogeneidades del terreno bien definidas, son más difíciles de simular debido, entre otras causas, a que son necesarios muchos más datos para su correcta representación. Entre ellos, podemos citar las líneas de inestabilidad, los conglomerados nubosos de mesoescala y los ciclones tropicales. Un gran porcentaje de la precipitación sobre el globo, resulta de la tendencia que presentan las perturbaciones del tiempo conducidas por los sistemas sinópticos, a organizarse en sistemas nubosos precipitantes, con dimensiones típicas de la mesoescala (Houze y Hobbs, 1982).

Es en el modelado de este último grupo, donde se centrarán los antecedentes que continúan, particularmente en aquéllos que estudian, por medio de modelos regionales, el tipo de sistemas seleccionados en el presente trabajo (i.e, líneas de inestabilidad, complejos convectivos de mesoescala y ciclones extratropicales).

En Orlanski y Ross (1977) y Ross y Orlanski (1978), se utiliza un modelo basado en la integración del sistema inelástico de ecuaciones, y se estudian (desde un punto de vista teórico, en base a perfiles iniciales idealizados) las características dinámicas y termodinámicas de la convección asociada con un frente frío. Posteriormente, los mismos autores analizan la evolución de un frente frío observado (Orlanski y Ross, 1982), al tiempo que profundizan en la dinámica de mesoescala asociada al mismo (Ross y Orlanski, 1984).

Hane (1986), realiza una síntesis de distintos trabajos vinculados al modelado y estudio de las líneas de inestabilidad y las bandas nubosas. De allí se desprende que existió un gran avance con el pasaje del modelado bidimensional al tridimensional, que permitió un conocimiento más profundo de la dinámica de estos sistemas, acercándose así a la posibilidad de pronosticarlos a corto plazo (i.e. 12 hs).

En cuanto a la simulación de sistemas convectivos en mesoescala (incluidos los complejos convectivos de mesoescala), resultan interesantes los trabajos de Stensrud y Fritsch (1994a y b). En los mismos, se discute la habilidad del modelo NCAR/Penn State - MM5 , para el pronóstico de la precipitación asociada a dichos sistemas. Los autores, hacen una distinción fundamental entre modelos operativos (en Estados Unidos) y de investigación, reconociendo la mayor precisión de los pronósticos obtenidos a partir de estos últimos.

En relación al estudio y modelado de ciclones extratropicales, la variedad de antecedentes es muy grande. Sin embargo, resulta de particular interés citar el trabajo de Kuo y Low-Nam (1990), en el que se realizan distintos experimentos con el modelo MM4 (también de NCAR/Penn State) tendientes a estudiar la sensibilidad a diferentes componentes del modelo esenciales para el pronóstico a corto plazo. Promediadas sobre nueve casos de ciclogénesis explosivas, encontraron que el modelo resulta más sensible en orden de importancia a: 1) condiciones iniciales, 2) resolución horizontal, 3) parametrización de la convección y 4) condiciones de contorno laterales. El trabajo de Kuo y otros (1992), resulta también interesante dado que muestra la potencialidad de los modelos regionales para investigar la estructura nubosa de este tipo de sistemas.

Hasta ahora, de los antecedentes presentados en los que se realizaron simulaciones numéricas de situaciones reales, se observa que todos ellos se refieren a eventos ocurridos en diferentes regiones del globo, entre las cuales no se encuentra América del Sur. Existen algunos antecedentes, sin embargo, relacionados con el modelado de distintos fenómenos de mesoescala sobre nuestra región. Berri y Nuñez (1993) desarrollaron un modelo para el estudio de brisas sobre el Estuario del Río de la Plata. Posteriormente, utilizando un modelo que abarca la capa límite atmosférica, desarrollado por Paegle y McLawhorn

(1983), Nicolini y otros (1987) y Nicolini y Paegle (1989a, 1989b) realizaron distintas simulaciones tendientes a estudiar el efecto de la corriente en chorro en capas bajas, sobre la convección profunda en el centro de Argentina. También Inzunza (1991) realizó estudios sobre ese tema utilizando dicho modelo de capa límite atmosférica y una serie de datos observacionales.

Ese mismo modelo fue, posteriormente, extendido a toda la tropósfera y utilizado para simular un sistema convectivo de mesoescala por Nicolini y Collini (1993). Allí analizan la capacidad del modelo para representar dicho sistema, detectando las limitaciones del mismo al restringir el dominio de estudio y la resolución, acordes con la capacidad computacional disponible. Este comportamiento no se presentó al simular con el mismo modelo un sistema convectivo de mesoescala en Estados Unidos en condiciones computacionalmente menos restrictivas (Nicolini y otros, 1994).

Las citas presentadas en esta sección señalan, dentro de la amplia variedad de antecedentes existente, aquéllos más estrechamente vinculados a este trabajo. En particular, se han destacado antecedentes del estudio de líneas de inestabilidad, complejos convectivos en mesoescala y ciclones extratropicales. La mayoría de los mismos, constituyen avances importantes en la comprensión de la dinámica de esos fenómenos por medio de la técnica del modelado numérico. A continuación, se presenta una breve revisión que se dirige, exclusivamente a exponer el estado de avance en que se halla una componente singular del modelado numérico: el pronóstico de la precipitación.

### ***1.3 El pronóstico y/o la simulación de la precipitación: aspectos generales***

Existen distintas formas de realizar un pronóstico de precipitación, pudiéndose distinguir básicamente entre métodos subjetivos versus los objetivos. En esta tesis, el abordaje al problema del pronóstico (o simulación) de la misma, se hará desde el modelado numérico, es decir, se estudiará la manera en que se pueden modelar los

procesos que intervienen en la formación de la precipitación, lo cual constituye, claramente, un enfoque objetivo determinístico. Todo el tratamiento de este problema será discutido con detalle en el Capítulo 3.

Son muchos los procesos que intervienen en la formación de la precipitación. Los mismos, barren un amplio espectro dentro del rango de movimientos atmosféricos, que van desde escalas muy pequeñas (i.e, la microfísica de nubes) hasta la gran escala. El modelado numérico, al igual que otras técnicas, no escapa a la "discretización" del espectro y, en tal sentido, una vez que se fija un cierto rango de interés (mediante la elección de la resolución con que se trabaja), quedan, consecuentemente, fijadas las escalas que serán resueltas explícitamente y las que no. Todo aquello que no puede resolverse explícitamente, debe *parametrizarse*, es decir, deben encontrarse relaciones entre los procesos de menor escala y los de la escala resuelta, de tal manera de poder contemplar los efectos que *en promedio*, ejercen los primeros sobre los últimos.

Según lo señalado anteriormente, el trabajo en mesoescala abarca fenómenos con rangos entre 2 y 2000 km, aproximadamente (Orlanski, 1975). En particular, cuando se utilizan modelos regionales hidrostáticos, las resoluciones que se usan oscilan entre los 30 y los 100 km, con lo cual, se va acotando claramente el espectro de lo que puede resolverse explícitamente y lo que no. Es así como, generalmente, en estas escalas se ignoran los procesos microfísicos, y se trabaja, a lo sumo, con dos categorías de agua: el agua líquida y el vapor. El resto de los procesos que intervienen en la formación de precipitación, están comprendidos en la *parametrización de la convección*, la cual constituye uno de los aspectos claves del modelado numérico. A este problema nos referiremos más extensamente en el Capítulo 3.

Independientemente de los modelos y de las parametrizaciones de la convección que los mismos utilicen, es evidente que el pronóstico de la precipitación es un aspecto "débil" en todos ellos. Por ejemplo en Mesinger y otros (1994), se analizan los "threat scores" de un año, para la precipitación acumulada 24 hs, de los pronósticos a 36 horas, producidos por tres modelos distintos: el ETA (modelo regional en coordenadas eta, utilizado por el National Center for Environmental Prediction; ex NMC -National Meteorological Center-),



un modelo global espectral (del mismo centro) y el RAFS (Regional Analysis and Forecast System). Recordando que el índice resulta cero para un pronóstico al azar sobre cualquier área, y uno, para un pronóstico perfecto, los valores obtenidos (entre 0.38 y 0.07 aproximadamente), nos posicionan claramente sobre la calidad de los pronósticos con que se cuenta en forma operativa en Estados Unidos. Anteriormente, Anthes (1989) calculó el mismo índice, pero utilizando una muestra sensiblemente menor (12 casos), para pronósticos de precipitación acumulada durante 24 hs, y sus resultados muestran una oscilación entre 0.67 y 0.29. Allí realiza una distinción muy interesante en cuanto a que la calidad del pronóstico de precipitación (obtenido por el modelo regional MM4) aumenta considerablemente cuando se apunta a la climatología; es decir, son más difíciles los aciertos evaluados puntualmente, caso a caso, que la descripción de la precipitación asociada al "campo promedio". Este es un resultado importante a la hora de relevar los usos potenciales de los productos de un modelo regional.

En lo que hace a la calidad del pronóstico de precipitación en eventos particulares, existe una enorme cantidad de trabajos documentando distinto grado de acierto. Como ya se señalara anteriormente, existen muchos condicionantes que impiden la generalización de resultados. Ross (1986), luego de una comparación de 10 modelos regionales para la simulación de una línea de inestabilidad y la precipitación asociada concluye: "Hay algo de dificultad al comparar los patrones de precipitación modelados con las observaciones, en parte ocasionada por la dificultad en reproducir un campo representativo de los valores de precipitación que realmente ocurrieron. Uno esperaría algunas diferencias entre las lluvias modeladas y las observadas, debidas a las considerables variaciones en las resoluciones, en la física de los modelos, etc. Ciertamente, las magnitudes de lluvia acumulada difieren ampliamente, así como también lo hacen los detalles del patrón de precipitación...". En este mismo trabajo, Ross hace una discusión acerca del tipo de situaciones más fáciles de modelar, señalando que en tanto que las escalas típicas de las precipitaciones invernales son bien resueltas por los modelos regionales, las inestabilidades características de las temporadas cálidas requieren otros tratamientos, por ser de una escala mucho menor. En este último caso, uno esperaría que el sistema convectivo como un todo, que está compuesto de elementos convectivos individuales, se organice a través de procesos dinámicos que sí se pueden resolver. Si ese no fuera el caso (como ocurre, por

ejemplo, en las tormentas aisladas de verano) entonces la convección resultante no sería pronosticable en sentido determinístico.

También Stensrud y Fritsch (1994a), ponen de manifiesto la dependencia del pronóstico de precipitación con la situación sinóptica particular, enfatizando la dificultad para un pronóstico cuantitativo de la precipitación en la estación cálida. De todos modos destacan que los modelos de mesoescala no operativos (i.e. no-hidrostáticos con inclusión de la microfísica) presentan resultados mucho más acertados, en la intensidad y posicionamiento de los sistemas; habiendo sido esto más ampliamente observado cuando existe un forzante de gran escala suficientemente intenso .

Si ahora nos limitamos a analizar cómo se realizan este tipo de pronósticos sobre nuestra región, encontraremos que el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) no utiliza los productos que se obtienen de los modelos globales (debido a que son inexactos), en tanto que el modelo regional cuasi-geostrófico no produce pronósticos de precipitación. El único enfoque objetivo al problema del pronóstico de precipitación se realiza aplicando los resultados de los trabajos de Ruiz y Vargas (1993, 1994), en donde se aborda el problema utilizando la estadística como herramienta. En este caso, se toman predictores en escala sinóptica que permiten decidir si a una determinada estación sinóptica le corresponderá "lluvia" o "no-lluvia".

Fuera de lo que se realiza operativamente, podemos citar el trabajo de Nicolini y Collini (1993), en donde analizan la precipitación simulada por el modelo regional ULAM (Modelo de área limitada de la Universidad de Utah). Los resultados indican la necesidad de modificar las condiciones en los bordes laterales a fin de mejorar la capacidad del modelo para reproducir la lluvia asociada a la línea de inestabilidad que estudiaron.

Los trabajos citados ponen en evidencia que el pronóstico de precipitación continúa siendo un problema, aún para los países con más trayectoria en el pronóstico numérico operativo. Tanto más lo es para la Argentina, en tanto no cuenta (en el SMN) con un modelo que realice este tipo de pronósticos, ni siquiera en forma experimental.

#### ***1.4 Objetivos propuestos y organización del presente estudio***

Los antecedentes presentados en la sección anterior muestran el estado de avance en lo que hace al uso de modelos regionales para la simulación de eventos de mesoescala. Se ha puesto énfasis, también, en destacar lo referente a la calidad del pronóstico de precipitación obtenida con los mismos.

En particular, se ha señalado que se trata de un área de investigación sobre la cual se ha avanzado muy poco en nuestro país. Los trabajos más estrechamente vinculados, corresponden, o bien a simulaciones en escala mesometeorológica de casos particulares tendientes a estudiar el efecto de la corriente en chorro en capas bajas sobre la convección profunda, o bien al uso de herramientas estadísticas para el pronóstico de precipitación en una dada localidad.

Tomando en consideración la disponibilidad de algunos modelos previamente utilizados en escala sinóptica, la posibilidad de obtener datos para su inicialización, y en base a la existencia de verificaciones sobre su funcionamiento en nuestra región, se eligió para el presente trabajo un modelo de área limitada (HIBU), originalmente desarrollado en el Federal Hydrometeorological Institute and Belgrade University, al que posteriormente se le adicionara el paquete de parametrizaciones físicas desarrolladas en el Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL). Esa versión del modelo, llamada LAHM (Limited Area HIBU Model)/GFDL fue originalmente utilizada por Orlanski y Katzfey (1987). Más tarde, ese modelo fue adaptado para su funcionamiento en nuestra región por Marino y otros (1987) y subsiguientemente utilizado por Orlanski y otros (1989, 1991), y por Menéndez (1994a, 1994b) para realizar distintos experimentos en escala sinóptica. La descripción del modelo se realiza en el Capítulo 3.

El principal propósito es el de evaluar la calidad de la simulación de la precipitación asociada a algunos sistemas convectivos sobre latitudes subtropicales y medias de América del Sur, obtenida mediante el modelo elegido. Para ello, se seleccionaron cuatro situaciones productoras de precipitación: una línea de inestabilidad, dos complejos convectivos de mesoescala y una ciclogénesis, cuyas descripciones se

encuentran en el Capítulo 2.

Si bien no se persigue una validación estadística del modelo propuesto, sí se apunta a obtener un diagnóstico de la capacidad del modelo para simular casos críticos (en el sentido de sistemas generadores de precipitaciones moderadas a intensas).

Para la optimización de las simulaciones antes señaladas, se avanza en la adecuación del modelo seleccionado para su correcto funcionamiento en mesoescala. Las modificaciones necesarias para tal fin se discuten en el Capítulo 3. Cabe destacar que, en este procedimiento, también se apunta a la obtención de una herramienta apta para su uso operativo y para abordar el estudio, diagnóstico y pronóstico de distintos fenómenos típicos de la mesoescala.

En el Capítulo 4, se analizan los resultados obtenidos a partir de los cambios propuestos, en tanto que en el Capítulo 5 se discute la sensibilidad del modelo a otras posibles modificaciones en el marco de las limitaciones propias de un modelo regional hidrostático.

Para finalizar, en el Capítulo 6 se presentan las conclusiones y las posibilidades de aplicación a trabajos futuros.

# CAPITULO II

## *Selección de situaciones*

*En este capítulo, se presentan las cuatro situaciones que se simularán con el modelo LAHM. Todas ellas estuvieron asociadas a precipitaciones intensas en latitudes medias y/o subtropicales de América del Sur. Tres de las situaciones, se asocian con sistemas convectivos en mesoescala, en tanto que la restante se trata de una ciclogénesis explosiva sobre el litoral argentino.*

### *2.1. Consideraciones generales*

Como se señalara en la Introducción, hay un vasto espectro de procesos de mesoescala conducentes a precipitaciones importantes.

Existe una gran dificultad para el estudio de este tipo de fenómenos sobre nuestra región, fundamentalmente por la carencia absoluta de datos con la resolución témporo-espacial adecuada. A pesar de ello, debemos destacar algunos estudios realizados a partir de datos observacionales. Tal es el caso de los trabajos de Lichtenstein y Schwarzkopf (1970a, 1970b) donde se analizan los aspectos estadísticos y las condiciones meteorológicas asociadas a la ocurrencia de líneas de inestabilidad sobre nuestra región. Benzaquén (1974) en cambio, realiza un estudio de una línea de inestabilidad, utilizando información satelital. También, Bischoff y Velasco (1979) analizan un mesosistema generador de precipitaciones importantes sobre Buenos Aires. Nicolini y Collini (1993) realizaron un estudio numérico de una línea convectiva que se desarrolló en la provincia de Buenos Aires. Posteriormente, y vinculados a los complejos convectivos de mesoescala

(CCM), cabe citar el trabajo de Velasco y Fritsch (1987) así como la tesis doctoral de Velasco (1994), donde se documenta la existencia y las características climatológicas de los CCM en América del Sur.

Sin lugar a dudas, los sistemas convectivos en mesoescala (dentro de los cuales las líneas de inestabilidad y los CCM son casos particulares) resultan de singular interés en nuestra región, debido, entre otras causas, a las condiciones de tiempo severo que traen aparejado. Por esa misma razón, se han seleccionado para el presente estudio tres sistemas convectivos de mesoescala, que se describirán en la sección 2.2. Además, y con el propósito de evaluar cómo el modelo responde a un importante forzante de mayor escala, se eligió una ciclogénesis extratropical, también generadora de abundante precipitación que se presenta en el punto 2.3.

Es oportuno mencionar que, si bien se ha tratado de abarcar fenómenos de particular interés regional, también ha existido el condicionante de la disponibilidad de los datos necesarios para el uso del modelo.

## ***2.2 Los sistemas convectivos en mesoescala***

Frecuentemente, las tormentas se organizan en grandes grupos o complejos, constituidos por líneas de tormenta o tormentas individuales. Estos complejos, que se conocen con el nombre de sistemas convectivos en mesoescala, son, generalmente, más grandes y con mayor tiempo de duración que sus distintos componentes individuales. Los mismos revisten gran interés científico al tiempo que son de importancia práctica, debido a los patrones de viento y mal tiempo asociados con ellos.

Los sistemas convectivos de mesoescala, se presentan de diversas maneras. Sin embargo, tienen algunos aspectos en común. Por ejemplo, todos exhiben un área de precipitación grande, que puede ser, en parte estratiforme y en parte convectiva. Houze

(1993), se vale de tal observación para definir a los sistemas convectivos de mesoescala como aquellos que ocurren en conexión con un ensamble de tormentas y producen un área contigua de precipitación del orden de 100 km o más de escala horizontal en, al menos, una dirección.

En su libro, Houze (1993) realiza una descripción exhaustiva de las características de estos sistemas, sobre todo analiza las líneas de inestabilidad con precipitación estratiforme por detrás, que, por haber sido más ampliamente estudiadas, están mucho mejor documentadas (al menos en el hemisferio norte).

Es importante señalar aquí algunas características generales de estos sistemas en lo que respecta a la precipitación asociada a los mismos. A partir de la información satelital, se ha observado que los toques nubosos de los sistemas convectivos en mesoescala generadores de abundante precipitación, tienen áreas entre 25000 y 250000 km<sup>2</sup> y duran desde unas 10 hs hasta, inclusive, un cierto número de días. Sin embargo, la imagen satelital no es suficiente para describir la estructura vertical de estos sistemas, siendo un parámetro mucho más adecuado para ello, la precipitación obtenida, por ejemplo, a partir de datos de radar.

Al igual que en los trópicos, los sistemas de latitudes medias (en el hemisferio norte) presentan tamaños de áreas de precipitación que siguen una ley lognormal. Si bien, por lo tanto, los de mayor área son menos numerosos, son los responsables de la mayor proporción de las precipitaciones observadas. Un análisis detallado de su estructura interna indica la existencia de zonas fuertemente convectivas dentro de la región precipitante. Sin embargo sólo un 10% aproximadamente del área de precipitación en un sistema convectivo de mesoescala está cubierto por chaparrones de origen convectivo. El resto del área está asociado con precipitación estratiforme. Basado en una climatología de 6 primaveras en Oklahoma, Houze y otros (1990) señalan que, en su estadio de madurez, estos sistemas consisten en un grupo o línea de lluvias convectivas por delante, inmersas en o formando parte de una gran región de precipitación estratiforme por detrás. La línea convectiva presenta forma de arco, generalmente con orientación NE-SW, se desplaza rápidamente, tiene apariencia compacta, con fuertes gradientes de reflectividad en el borde delantero.

En tanto, la región estratiforme está caracterizada por un gran tamaño (mayor de 10000 km<sup>2</sup>) una hendidura en el borde posterior y un máximo secundario en la reflectividad (separado del asociado a la línea convectiva).

Estos sistemas también exhiben un ciclo de vida característico. En su etapa de formación, el área de precipitación en mesoescala se identifica en un radar como un grupo de celdas aisladas, que pueden estar aleatoriamente distribuidas en la horizontal o alineadas. El estadio maduro se alcanza cuando se desarrolla el área de precipitación estratiforme a partir de celdas más antiguas que se debilitan y entremezclan. Este área podría tener unos 200 km de extensión horizontal. A medida que se van formando nuevas celdas, la región precipitante permanece en su madurez, compuesta por celdas activas, celdas debilitándose y precipitación estratiforme. En el estado de disipación, en cambio, la formación de nuevas celdas disminuye y el área de precipitación estratiforme se va debilitando más lentamente.

Si bien la tasa de precipitación en la región estratiforme es considerablemente inferior a la de las celdas convectivas, la magnitud del área cubierta por la primera es mucho mayor, lo cual implica una cantidad total de agua caída muy importante. Lo típico es observar que la precipitación estratiforme es responsable de un 25% a un 50% de la lluvia caída total integrada en el ciclo de vida de un mesosistema convectivo.

Lo presentado hasta ahora contribuye, no sólo a ilustrar algunas características de los sistemas convectivos en mesoescala, sino también a destacar los distintos fenómenos de tiempo asociados a ellos y en tal sentido enfatizar la importancia de conocer con detalle su estructura. Evidentemente, gran parte de las características de estos sistemas han sido estudiadas gracias a la disponibilidad de mesoredes, radares, datos de avión e, inclusive, información de imágenes satelitales. Como es sabido, en nuestro país no se dispone, usualmente, de gran parte de esta información, lo cual limita en mucho lo que se puede estudiar acerca de este tipo de sistemas. Sin embargo, es un hecho conocido que los modelos de mesoescala son capaces de proveer información de buena calidad, que en ocasiones resulta mejor que los análisis observacionales standard (Keyser y Ucellini, 1987). Más aún, generan conjuntos de datos que han sido utilizados para diseñar modelos



conceptuales de los procesos dinámicos, termodinámicos y microfísicos que rigen el comportamiento de los sistemas convectivos en mesoescala. Por esta razón es que el presente trabajo se ha dirigido a la adaptación de un modelo que permita abordar así el estudio de este tipo de fenómenos sobre nuestra región.

### ***2.2.1 La situación sinóptica asociada a las tormentas del 12 de abril de 1983***

Parte de las características sinópticas de este sistema fueron estudiadas por Seluchi y Lichtenstein (1989, de aquí en más SL). Allí se analizan principalmente las condiciones previas a la ocurrencia de una serie de tormentas que comenzaron en horas de la tarde del día 12 de abril de 1983 y que posteriormente se organizaron en forma de línea de inestabilidad. En base a los datos sinópticos y aerológicos del archivo del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), los autores detectan en el día 9 de abril, los primeros indicios del sistema, con una masa de aire inestable en el centro del país, aumento de la circulación ciclónica y flujo proveniente del norte. En su trabajo, SL encuentran que los procesos convectivos severos detectados en las cartas de superficie, se originaron sobre un frente frío asociado a la parte delantera de una vaguada, en una masa de aire sumamente inestable y en un ambiente con gran cortante vertical.

La evolución en gran escala del sistema se presenta en las Figuras 2.1 y 2.2. Para la confección de las mismas, se utilizaron datos del ECMWF (European Centre for Medium Weather Range Forecasts) cada 12 horas, a partir del 12 de Abril de 1983. En la Figura 2.1 a, se observan las condiciones previas a la formación de tormentas en 1000 hPa, identificándose un frente frío de moderada intensidad en el centro del país a las 0 utc del 12 de abril (observar los máximos de vorticidad ciclónica, señalados por la zona sombreada que corresponde a vorticidades menores a  $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ). En altura se observa claramente la aproximación de la vaguada en 500 hPa, conjuntamente con un máximo de intensidad del viento (corriente en chorro) en 300 hPa. Entre las 12 utc del 12 de abril y

las 0 utc del 13 de abril (Figuras 2.1 b y c respectivamente), el sistema alcanza su máximo desarrollo, pudiéndose observar el avance de la zona frontal sobre el centro del país, al tiempo que la vaguada en 500 hPa se posiciona sobre la misma región, llegando a estar en fase con los mínimos de altura en 1000 hPa hacia las 0 utc del 13 de abril. Finalmente, se observa el debilitamiento y oclusión (sobre el océano) del frente frío en la Figura 2.1 d, es decir 12 horas más tarde, conjuntamente con la entrada del anticiclón del Pacífico, que crea una zona de altas presiones en, prácticamente, todo el país.

En la Figura 2.2 se muestra la evolución temporal del campo de humedad en 850 hPa. Es notorio el aporte importante de humedad sobre el centro del país que se mantiene durante más de un día, intensificándose hasta las 0 utc del 13 de abril, en concordancia con lo analizado por SL.

Es importante notar que la información que se desprende de los datos del ECMWF, no permite avanzar sobre ningún tipo de proceso en mesoescala. De hecho, no se observan indicios de la existencia de una línea de inestabilidad (i.e aumento de la vorticidad ciclónica, etc). Esto resulta natural a partir de la escasa resolución temporal, que conduce a una distancia entre puntos de aproximadamente 250 km.

Para poder detallar mejor la presencia de la línea convectiva, y su posición relativa al frente frío, se incluyen las Figuras 2.3, donde se han ubicado ambos sistemas en su avance a través del centro del país para distintas horas en base a los reanálisis de las cartas de superficie del SMN, y la Figura 2.4 que presenta la precipitación asociada a dicho evento, acumulada entre las 12 utc del 12 de abril y las 12 utc del 13 de abril. Cabe aclarar que, a partir de un seguimiento de las libretas meteorológicas, se pudo determinar que la precipitación al norte de 33°S (aproximadamente) se produjo después de las 0 utc del 13 de abril, lo cual constituye un dato importante para la posterior verificación del modelo. También debe mencionarse que no es del todo clara la posición exacta del frente frío en superficie, debido, probablemente, a que la precipitación dificultó las observaciones.

La Figura 2.3 indica la posición del frente frío a partir de las 12 utc del 12 de

abril, hora en que se inicia la formación de una línea convectiva sobre el sudeste de la provincia de Buenos Aires, donde permaneció y evolucionó durante 6 horas. Hacia las 18 utc del mismo día, fué tomando dimensiones propias de una línea de inestabilidad (ya se la indica en el mapa). Asociadas a este sistema, se reportaron lluvias en una vasta zona (Figura 2.4), e inclusive, algunas estaciones informaron la ocurrencia de granizo. Hacia las 0 utc del día 13, una segunda línea convectiva se desarrolló sobre Uruguay y se propagó en las 12 horas siguientes hacia el NW pasando sobre Entre Ríos y Corrientes (hora 36 en la Figura 2.3), dando lugar a la precipitación existente en la zona NE de la Figura 2.4 (región comprendida al norte de 33°S y al este de 61.5°W). Esta posterior fase del sistema no será discutida en el presente trabajo.

La máxima cantidad de precipitación acumulada (para el período de interés, es decir, hasta las 0 utc del 13 de abril) fue de 63 mm y se registró en 59.5°W, 34.1°S localidad muy próxima a Las Chacras (provincia de Buenos Aires), donde en horas de la tarde se produjo un tornado (Schwarzkopf, 1983).

### ***2.2.2 Análisis de la situación de gran escala asociada a la ocurrencia sucesiva de dos Complejos Convectivos de Mesoescala sobre nuestro país***

Velasco y Fritsch (1987) realizaron una climatología de los Complejos Convectivos de Mesoescala observados en América del Sur durante dos estaciones cálidas (1981-82 y 1982-83). De todos los casos identificados por ellos, se eligieron para el presente trabajo, dos CCM sucesivos que se produjeron el 31 de marzo y el 1 de abril de 1983, sobre el noreste de nuestro país. La elección de estos casos frente a los restantes dependió, además de la disponibilidad de los datos, del interés que, en su trayectoria, los CCM se ubicaran sobre nuestro territorio. Se tomaron dos sistemas sucesivos por considerarse importante evaluar la capacidad del modelo para simular una situación donde una misma región es afectada por dos sistemas de inusual intensidad con pocas horas de diferencia. Además,

como es muy probable que el entorno del segundo CCM esté fuertemente condicionado por la ocurrencia del primero, la simulación numérica de ambos resulta un desafío particular para el modelo.

Existe un criterio que permite determinar cuándo un sistema convectivo de mesoescala es un CCM. Maddox (1980), definió a los mismos a partir de la información que se desprende de una imagen satelital en la banda del infrarrojo, pudiéndose identificar el borde de un CCM a partir de la isoterma de  $-32^{\circ}\text{C}$  para un cuerpo negro ( $T_{bb}$ ), agregando una condición sobre el área cubierta por el sistema, tal que la isoterma de  $-52^{\circ}\text{C}$  cubra un área mínima de  $50000\text{ km}^2$ . Velasco y Fritsch (1987), en tanto, tomaron un criterio levemente más restrictivo para la clasificación, en función a la disponibilidad de información. Los casos elegidos para este estudio se identificarán para mayor simplicidad, como A (al del día 31/3) y B (al del 1/4). En la Tabla 2.1 se encuentran los indicadores que los describen (la misma está adaptada de Velasco y Fritsch (1987)).

**TABLA 2.1**

Fecha	Primeras tormentas (utc)	Iniciación (utc)	Máxima extensión (utc)	Finalización (utc)	Area $T_{bb} \leq -40^{\circ}\text{C}$ ( $\times 10^3\text{km}$ )	Area $T_{bb} \leq -62^{\circ}\text{C}$ ( $\times 10^3\text{ km}$ )	Tiempo total (hs)
31/3/83 Caso A	6:30	9:00	14:00	18:00	370	50	9
1/4/83 Caso B	3:00		12:00	14:00	260	50	< 11

Las trayectorias de ambos sistemas se indican en las Figuras 2.5 (caso A) y 2.6 (caso B), de las que se desprende la superposición de los CCM en la misma región.

Para analizar las características de mayor escala asociadas a estos eventos, se presentan las Figuras 2.7 a, b, c, y d que corresponden a distintas variables obtenidas a

partir de los análisis del ECMWF para las 0 utc, 12 utc del 31 de marzo, 0 utc y 12 utc del 1 de abril respectivamente. Tanto Maddox (1983) para el hemisferio norte como Velasco (1994), para el hemisferio sur, identificaron algunas características de gran escala que generalmente se observan en la génesis del CCM, así como también en la etapa de maduración y disipación del mismo. Ambos autores sólo contaron con información cada 12 horas para estudiar y establecer esos patrones.

Con el fin de corroborar o no la existencia de algunos de esos patrones en la presente situación, la serie de Figuras 2.7 representa, respectivamente el "antes, durante y después" de ambos eventos. En este caso, los análisis cada 12 horas permiten caracterizarlas, haciendo la salvedad que el campo de las 0 utc del 1 de abril (fig. 2.7 c) está representando, tanto la disipación de A como la génesis de B (observar la cronología de A y B en la Tabla 2.1). No se dispuso de los análisis correspondientes a la disipación del segundo sistema (hora 0 del 2/4).

En la Figura 2.7 a, se observa que la región de génesis del CCM A, en 1000 hPa, se caracteriza por una masa de aire cálido y muy húmedo, mínimos relativos de alturas geopotenciales en una zona con convergencia en capas bajas, y centros aislados de vorticidad ciclónica, que no se ubican en el área de ocurrencia de los CCM. El flujo dominante es del este y noreste sobre el norte y litoral argentino. En 850 hPa, se observa una componente de viento norte débil (áreas sombreadas para intensidades mayores a 5 m/seg). El análisis de 500 hPa, entre tanto, no muestra particularidades, con una cuña afectando casi toda la región. Sí puede destacarse la gran humedad de la masa de aire, aún notable en estos niveles. Análogamente a lo descrito por Velasco (1994), el CCM se produjo en el sector norte de los vientos máximos en 300 hPa (áreas sombreadas por encima de 35 m/s). El corte vertical en 28°S (latitud que mejor representa la estructura vertical de ambos sistemas) muestra una franja meridional de ascensos en toda la tropósfera (Figura 2.8 a -i-). Allí también se incluyen las áreas con vorticidad ciclónica, anticiclónica, y se han ploteado los vientos, para mostrar la advección cálida sobre la región de interés. Se observa que la cortante del viento es poco intensa en capas bajas y medias.

En la hora de madurez del CCM A (Figura 2.7 b), no se observan cambios significativos prácticamente en ningún campo. En superficie persiste la convergencia, la presión ha aumentado muy levemente, la temperatura equivalente ha disminuido. El flujo del norte en 850 hPa, aunque débil, se extiende sobre una región mayor. Persiste la advección cálida y húmeda. En altura, se produce un debilitamiento de la cuña, sin detectarse un desplazamiento de la misma. Se observan algunos cambios en el corte de velocidad vertical (Figura 2.8a, ii), ya que el ascenso es más débil, y se presenta acompañado de descensos. La vorticidad ciclónica afecta una región menor que en la hora anterior, y, al igual que la zona con vorticidades anticiclónicas, su ubicación no es la esperada en relación a la del sistema. La intensidad del viento ha aumentado en capas altas y medias.

Es importante destacar que los análisis no reproducen el patrón esperado para la hora de máxima intensidad del CCM, lo cual es más marcado en el campo de movimiento vertical, ya que deberían observarse ascensos mucho más intensos en toda la zona del CCM (Maddox, 1983). Sin embargo, ha sido documentado el hecho que los análisis del ECMWF no representan adecuadamente el campo de velocidad vertical (Trenberth, 1991), pudiéndose adjudicar a esa deficiencia la inconsistencia con lo esperado.

En la Figura 2.7 c se presentan las características de gran escala a posteriori de la finalización del CCM A. Como se señalara anteriormente, la interpretación de estos mapas como los típicos de la fase de decaimiento de un CCM es poco factible debido a que en esa misma región, sólo 12 horas más tarde, el CCM B ya estaba alcanzando su máximo desarrollo. En capas bajas, por ejemplo, persiste un flujo del norte débil, afectando una zona algo más ancha, en tanto que se ha debilitado bastante el viento del este sobre el centro y norte del país. Es notorio como nuevamente se ha intensificado el campo de  $\Theta_e$ , mostrando máximos importantes sobre la región. En altura, entretanto, se observa un desplazamiento hacia el este de la cuña, que se vuelve a intensificar respecto de la hora anterior. La humedad continúa siendo importante aún en estos niveles. También la corriente en chorro en 300 hPa se ha intensificado, ubicada (como es de esperar) al sudoeste de la zona donde se producirá el nuevo CCM. Evidentemente, los campos se hallan dominados por la inminencia del nuevo sistema, ya que se reconocen patrones

análogos a los analizados en la Figura 2.7 a, excepto para el campo de velocidad vertical (Figura 2.8a -iii-) cuya calidad relativiza las conclusiones que de él puedan extraerse. En esta última figura, se destaca la vasta capa con vorticidad anticiclónica y la persistencia de la advección cálida.

Finalmente, la fase de madurez del CCM B está representada por la Figura 2.7 d. Allí se destaca la intensificación de todos los campos: convergencia y flujo del norte en capas bajas, la masa de aire sigue siendo marcadamente húmeda en capas bajas y medias, los movimientos verticales son relativamente más intensos (Figura 2.8a -iv-), continúa la advección cálida y aumenta la zona con vorticidad anticiclónica. La corriente en chorro presenta un gran desarrollo longitudinal.

A partir de estas figuras, se podría concluir que se han identificado algunas de las condiciones observadas en las diferentes etapas de un CCM, pero que las mismas son bastante débiles. Fundamentalmente, y coincidiendo con lo observado por Velasco (1994) y Maddox (1983) se identifica una masa de aire cálida y húmeda en niveles bajos y medios, que persiste durante todo el período analizado. Se ha detectado la presencia de viento del norte, si bien el mismo es demasiado débil como para caracterizarlo como una corriente en chorro en capas bajas. Toda la región es débilmente baroclínica, lo cual pudo corroborarse también mediante el cálculo de la variación del viento con la altura, que muestra, en todo el período una magnitud pequeña en capas bajas (acorde a lo detectado por Velasco (1994)) acompañada con un giro antihorario (ver Figura 2.8a). No se ha identificado un núcleo caliente de vorticidad ciclónica en la zona donde se observaron los CCM. Para completar la información acerca de la estructura vertical de estos sistemas, se incluye la Figura 2.8b, en la que se muestra cómo resultaron los espesores subdivididos en tres capas (baja, media y alta) en las 4 horas estudiadas, acorde a lo realizado por Maddox (1983). En la misma, se observa que se trata de una perturbación de centro cálido en capas bajas y medias, y frío en capas altas, asociada con una cortante débil en relación a la observada en su entorno. Se destaca, sin embargo, la escasa variación temporal registrada en casi todos los campos analizados, que no permitió reconocer gran parte de los comportamientos identificados por Maddox (1983).

Nuevamente, como en la situación analizada en la sección 2.2.1, la información que se desprende de estos análisis es insuficiente para realizar un pronóstico de la ocurrencia de un sistema convectivo en mesoescala, y más insuficiente aún para analizar aspectos vinculados a la dinámica del mismo.

La gran severidad que caracterizó a estos sistemas, es parcialmente cuantificable mediante la precipitación acumulada entre las 12 utc del 30 de marzo y las 12 utc del 31 de marzo (Figura 2.5) y el de las 24 horas subsiguientes (Figura 2.6). En la Figura 2.5 se observa la existencia de dos máximos, uno de 140 mm, en aproximadamente 27°S, 61.5°W y otro más débil, de algo más de 65 mm, al sur del anterior (31°S, 61°W). Se podría considerar que, dentro de la gran zona afectada por precipitaciones durante ese período, aquella comprendida entre los meridianos 65° y 58° oeste, y los paralelos 26° y 32° sur es la que está producida por los sistemas convectivos de mesoescala de interés. Esto se comprueba a partir de la trayectoria del CCM y de las imágenes satelitales de las 6 y 19 utc del 31/3 (visible e infrarrojo) y las 6 utc del 1/4 (Figura 2.9 a,b,c y d respectivamente). De los análisis del SMN para las 12 utc del 31 de marzo (no incluidos), se extrae como información más importante, la presencia de un frente caliente que en superficie llega hasta casi el límite de la provincia de Corrientes con la de Entre Ríos, afectando el noreste del país con tormentas. También se observa la presencia de una lengua húmeda en 850 hPa, sobre la zona norte, coincidentemente con lo presentado en la Figura 2.7 b. La diferencia más importante que se detecta entre los análisis del SMN y los del ECMWF es la intensidad del sistema de baja presión que afecta (en superficie) a la región NNO y centro del país, que estaría levemente subestimada por los últimos.

En cuanto a la precipitación producida por el sistema B (Figura 2.6), se observa que la región afectada es prácticamente la misma aunque presenta algunos centros con una intensidad mucho mayor (el máximo fué de alrededor de 310 mm). La precipitación al norte y sudoeste de la provincia de Buenos Aires responde al ingreso de un nuevo sistema, como se puede apreciar en la imagen satelital de las 6 utc del 1/4, en la Figura 2.9 d.



### *2.3 Las ciclogénesis extratropicales*

Como se mencionara en la Sección 2.1, resulta de interés evaluar la capacidad del modelo para pronosticar la precipitación asociada a un fenómeno que, si bien claramente pertenece a una escala mayor que los anteriores, presenta parte de su precipitación organizada en estructuras con dimensiones típicas de mesoescala. Tal es el caso de las bandas nubosas de distintos tipos que acompañan al frente, tanto en su rama fría como en su rama caliente. Houze (1993) afirma que las nubes precipitantes en los ciclones extratropicales, presentan la mayor variedad de escalas en cuanto a los fenómenos que contribuyen a la formación de nubes. Hay una gran cantidad de trabajos que, a partir de la información satelital, los datos de radar y el modelado numérico, intentan caracterizar la cobertura nubosa y el patrón de precipitación asociados al desarrollo de un ciclón en superficie en el hemisferio norte (Heymsfield, 1979; Matejka y otros, 1980; Browning, 1986; entre otros). Básicamente, de los mismos se extrae que: en altura, el patrón nuboso básico asociado a una onda baroclínica es en forma de coma, reflejando el contorno de la zona con movimientos de ascenso sobre el este de la vaguada de niveles altos. En cuanto a la estructura de la precipitación, los radares permiten delimitar una región más angosta que la cubierta por nubosidad, mayormente confinada a las regiones con movimiento vertical asociado al ciclón de superficie y a las regiones con mayor actividad frontogenética en capas bajas. Dentro de este patrón de precipitación frontal, se observan estructuras de menor escala. Aquéllas que presentan un aspecto elongado, se denominan bandas. La mayoría de las bandas superpuestas a la región de precipitación frontal, consisten en una intensificación localizada de los procesos de lluvia estratiforme que caracterizan al sistema frontal. La única excepción la constituyen las bandas angostas del frente frío (1 a 5 km de ancho), que consisten en una línea con convección profunda y muy intensa.

Resulta de interés modelar este tipo de fenómenos sobre nuestra región, y en particular seleccionar alguno en que la disponibilidad de humedad dé lugar a precipitaciones importantes, posibilitando así diagnosticar la capacidad del modelo para representar la estructura de la precipitación y/o las características de la cobertura nubosa.

Al igual que para el caso de sistemas convectivos en mesoescala, se reafirma en este tipo de situaciones la necesidad de contar con un modelo adecuado que ofrezca la posibilidad de profundizar el conocimiento de la dinámica de estos sistemas.

Dentro de las ciclogénesis extratropicales en Sudamérica, aquéllas que se producen sobre el litoral argentino son una buena opción para estudiar los aspectos antes mencionados. Son muchas las ciclogénesis que afectan esa zona, produciendo (en muchos casos), sudestadas en el Río de la Plata. El trabajo de Seluchi (1993) constituye una muy buena documentación de las ocurridas entre los años 1980 y 1984, en donde se avanza sobre las características sinópticas y climatológicas de estos sistemas. En la sección siguiente se describirá la situación elegida, que corresponde al tipo mencionado.

### ***2.3.1 La ciclogénesis del 12 de noviembre de 1989***

La ciclogénesis elegida en este trabajo, se inició sobre el litoral fluvial argentino, y se caracterizó por una intensidad inusual, que le vale la clasificación de "bomba", por la velocidad y la magnitud de su profundización (Sanders y Gyakum, 1980). Además, y en base al interés particular de este trabajo en la precipitación asociada a los distintos sistemas, esta ciclogénesis resulta particularmente interesante por la intensa precipitación que produjo sobre una vasta región de nuestro país y posteriormente sobre Uruguay. Este sistema se produjo el día 12 de noviembre de 1989, alcanzando su máxima intensidad entre las 12 y las 18 utc de ese día. Esta situación fué inicialmente estudiada por Gordillo y otros (1991), con el objeto de generar reglas para el pronóstico de sudestadas sobre el Río de la Plata de intensidad comparable a la del caso en estudio.

La sucesión de Figuras 2.10 a, b, c y d , describe la situación sinóptica entre las 12 utc del 11 de noviembre de 1989 y las 0 utc del 13, cada 12 horas. En la Figura 2.10 a se observa un centro de baja presión sobre el litoral argentino en 1000 hPa, al tiempo que se detectan los primeros signos de viento del sudeste sobre la costa bonaerense. Tanto

el campo de  $\Theta_e$  en 850 hPa como el de espesores 500/1000 ponen de manifiesto la presencia de un frente frío, de orientación muy meridional que pasa por el Río de la Plata. Es importante el aporte de humedad en toda la zona del litoral. Hay una vaguada en 500 hPa ubicada en el centro del país.

A las 0 utc del día 12 (Figura 2.10 b) se observa una baja cerrada en superficie, centrada en Uruguay, asociada a una intensa sudestada sobre el Río de la Plata (con vientos mayores a 20 m/s). La lengua de aire cálido y húmedo se ubica en esa misma región. La vaguada en altura, al tiempo que se intensifica, se desplaza al este, alcanzando al sistema de superficie en lo que resulta un desarrollo baroclínico clásico, también detectable en el campo de espesores.

La máxima intensidad del ciclón y de la sudestada se observa en la Figura 2.10 c, conjuntamente con la intensificación de la vaguada en altura que ahora se encuentra ubicada justo sobre el centro de superficie. La gran baroclinicidad sobre la zona es claramente detectable a partir del campo de espesores, donde también se observa el inicio de la oclusión. La corriente en chorro se ubica en el sector norte del sistema.

Los últimos campos corresponden a las 0 utc del 13 de noviembre (Figura 2.8 d). En los mismos, es notoria la persistencia del sistema, que aún se mantiene con casi igual intensidad, aunque no continúa profundizándose.

Es importante mencionar que los mapas trihorarios del SMN (no mostrados) si bien aportan mayor detalle acerca de lo observado, sobre todo en superficie, coinciden con los análisis en la ubicación e intensidad del fenómeno. Esto se verifica en toda la región, excepto en puntos aislados, en que se dieron las manifestaciones más fuertes del sistema. Por ejemplo, a las 6 utc del 12/11 se produjeron vientos de 35 nudos en la costa Uruguaya, en tanto que en Gualeguaychú, se observó un mínimo de presión de 930 hPa (9 utc del 12/11). Es oportuno destacar que estos análisis son de mayor resolución que los utilizados para las demás situaciones presentadas en este Capítulo.

Para finalizar la descripción de esta situación se incluye el campo de precipitación

acumulada entre las 12 utc del 11/11 y las 12 utc del día siguiente (Figura 2.11), obtenido a partir de la red sinóptica de Argentina y la de Uruguay. Como se señalara anteriormente, se registraron precipitaciones sobre el litoral y el noreste de la provincia de Buenos Aires, observándose en Entre Ríos valores mayores a 85 mm. En Uruguay, las precipitaciones fueron aún más intensas, y afectaron prácticamente todo el país, llegando a 216 mm en Piedras Coloradas (Departamento de Paysandú), cercano al límite con Entre Ríos.

Este caso, presenta, en comparación con los anteriores, la característica de ser claramente un evento de mayor escala. Sin embargo, no fué pronosticado por los modelos globales disponibles en el SMN en esa fecha. Evidentemente, en ese sistema tuvieron lugar algunos procesos que no fueron correctamente capturados, ya sea por pertenecer a una escala menor o por falencias de los modelos globales. Lo antedicho, refuerza el interés de evaluar la capacidad del LAHM para simularlo.

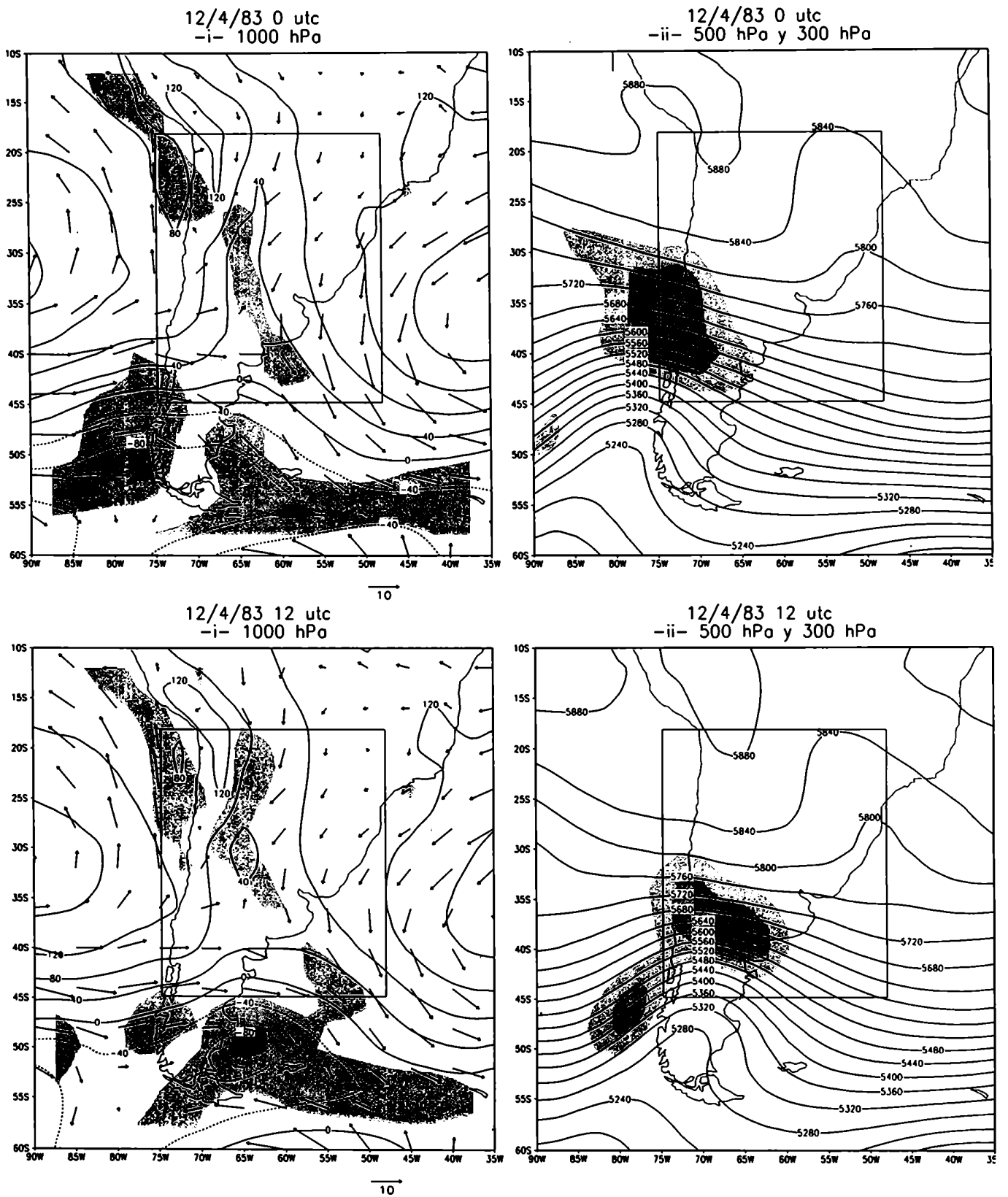


Figura 2.1: a) Campos analizados para la hora 0 utc del 12 de abril de 1983: alturas geopotenciales, viento y vorticidad ciclónica en 1000 hPa (-i-); alturas geopotenciales en 500 hPa y vientos máximos en 300 hPa (-ii-). Contornos de geopotencial cada 40 m; vorticidad ciclónica sombreada a partir de  $-1 \cdot 10^{-5}$  1/seg, cada  $-2 \cdot 10^{-5}$  1/seg; vientos máximos sombreados a partir de 35 m/seg, cada 5 m/seg. b) ídem a) para las 12 utc del 12 de abril de 1983.

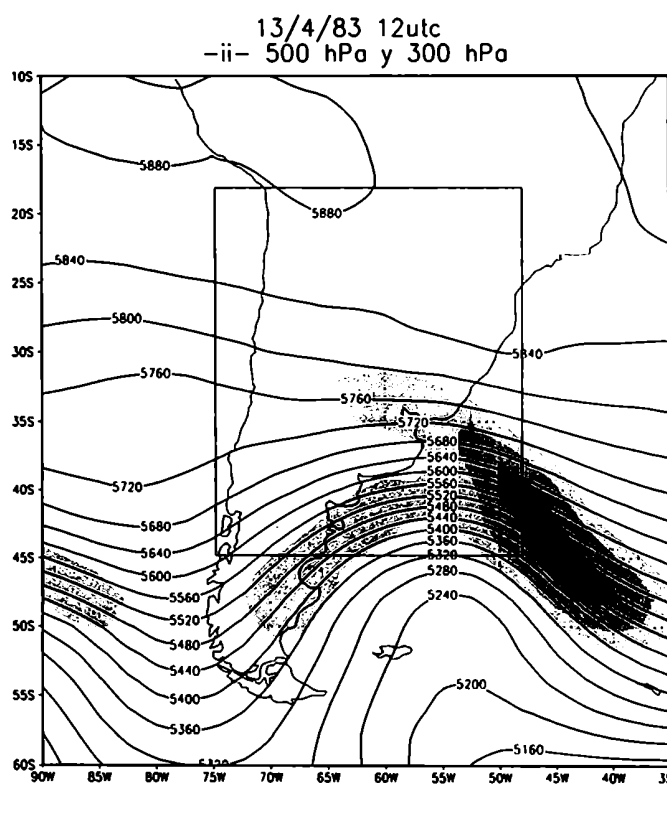
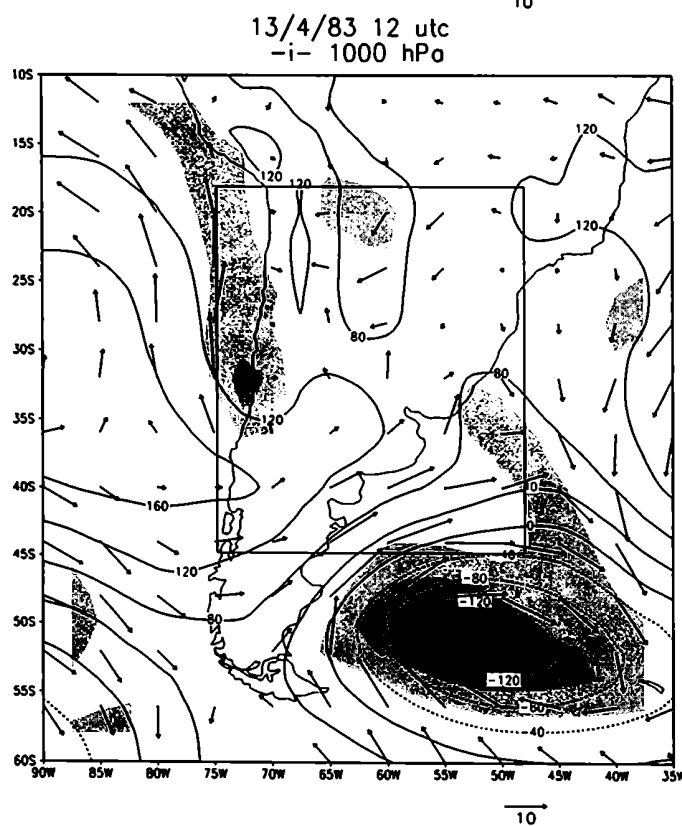
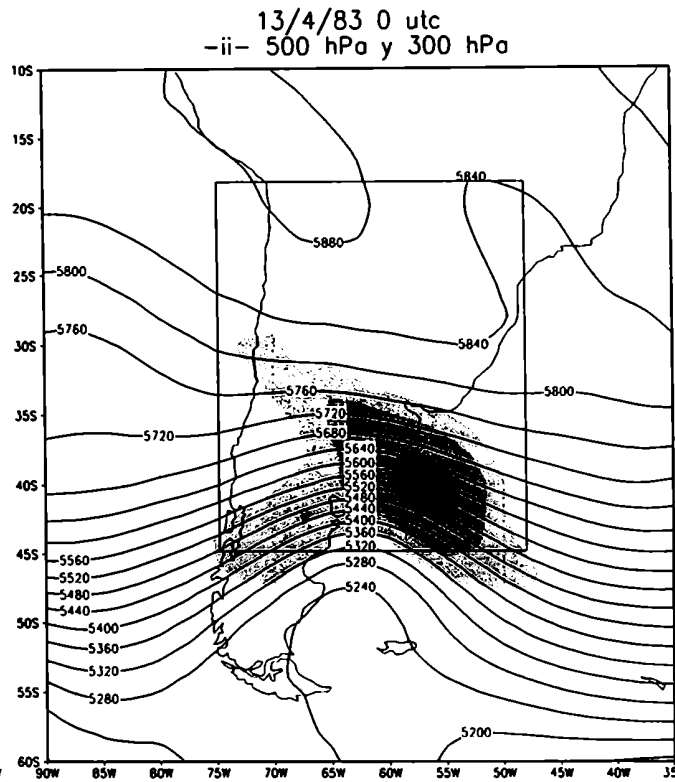
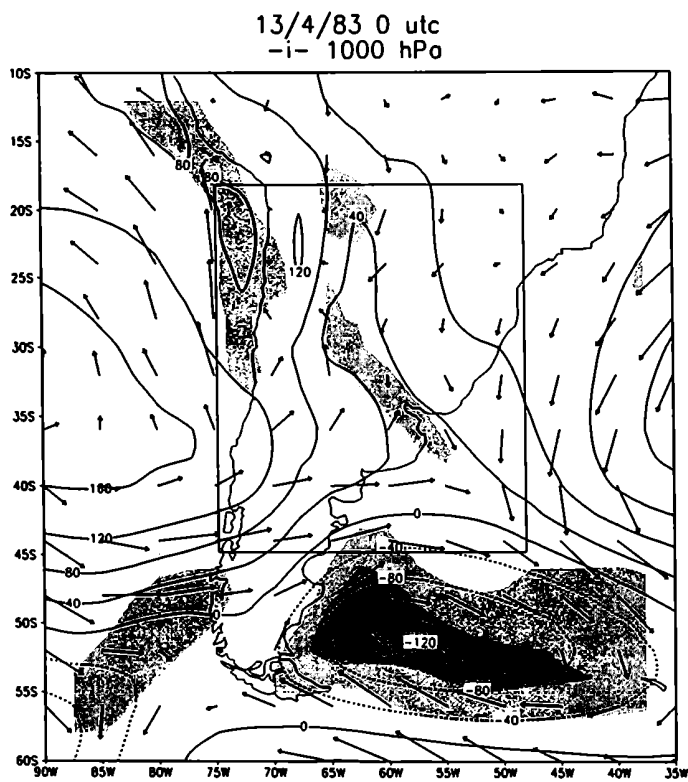
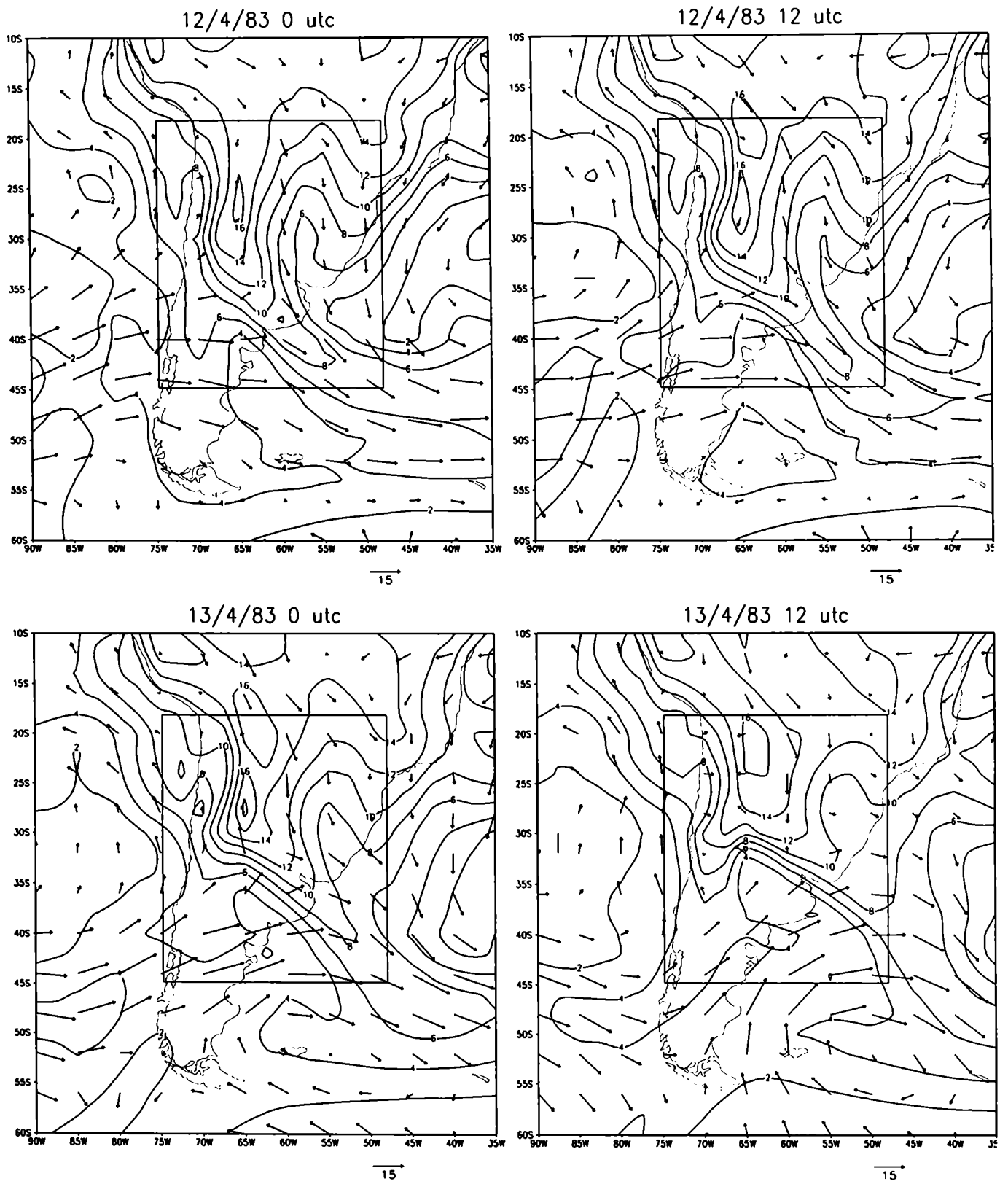


Figura 2.1: Continuación.

c) ídem a) para las 0 utc del 13 de abril de 1983.

d) ídem a) para las 12 utc del 13 de abril de 1983.



*Figura 2.2: Campos analizados en 850 hPa: vientos e isolíneas de humedad específica en g/kg cada 2 g/kg.*

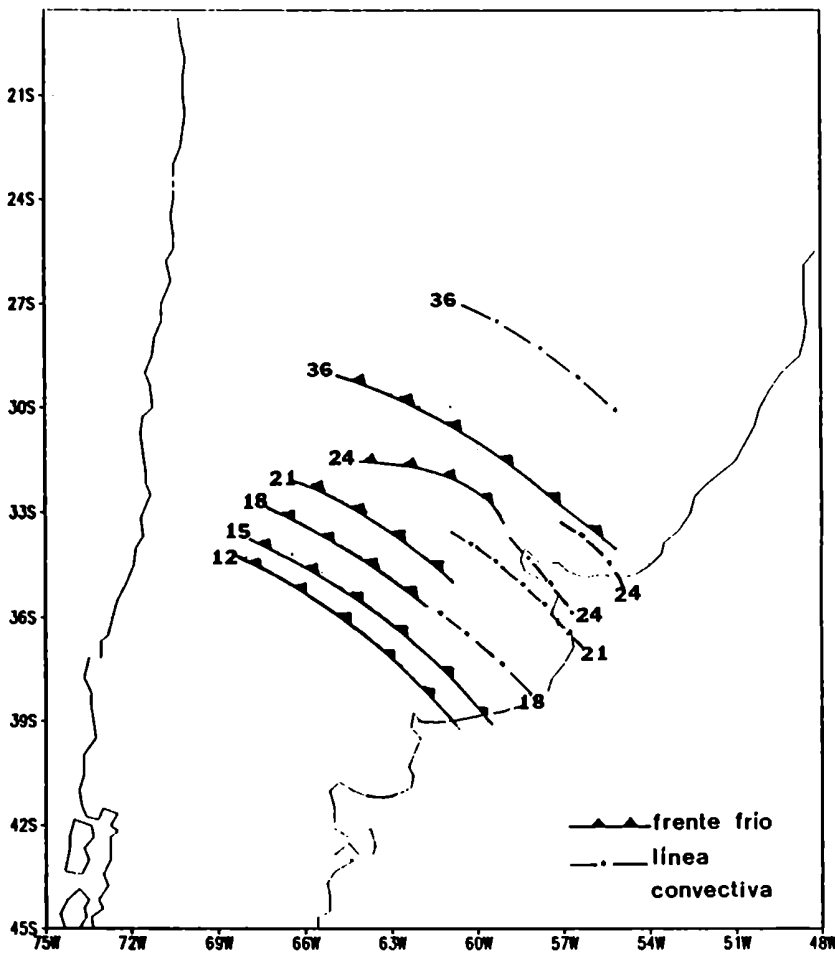
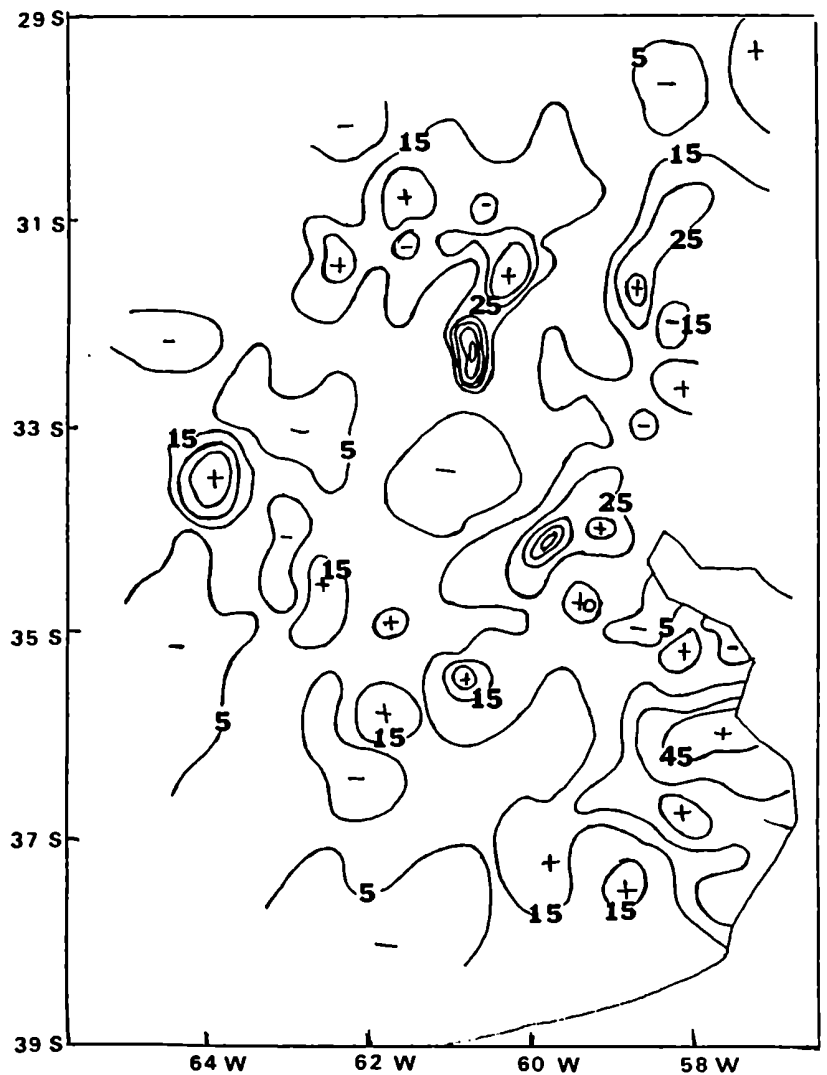


Figura 2.3: Posiciones sucesivas de la línea convectiva y del frente, indicadas en horas utc a partir de las 12 utc del 12 de abril de 1983.

Figura 2.4: Precipitación acumulada observada entre las 12 utc del 12 de abril y las 12 utc del 13 de abril de 1983.





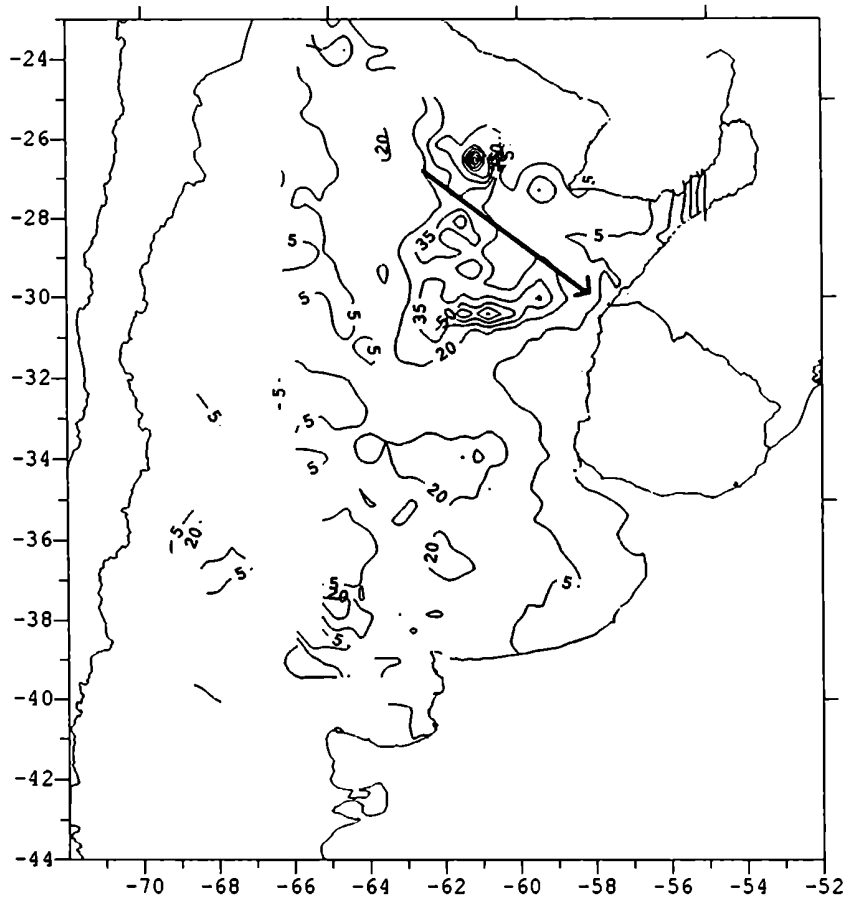


Figura 2.5: Precipitación acumulada observada entre las 12 utc del 30/3 y las 12 utc del 31/3. Áreas sombreadas a partir de 5 mm.

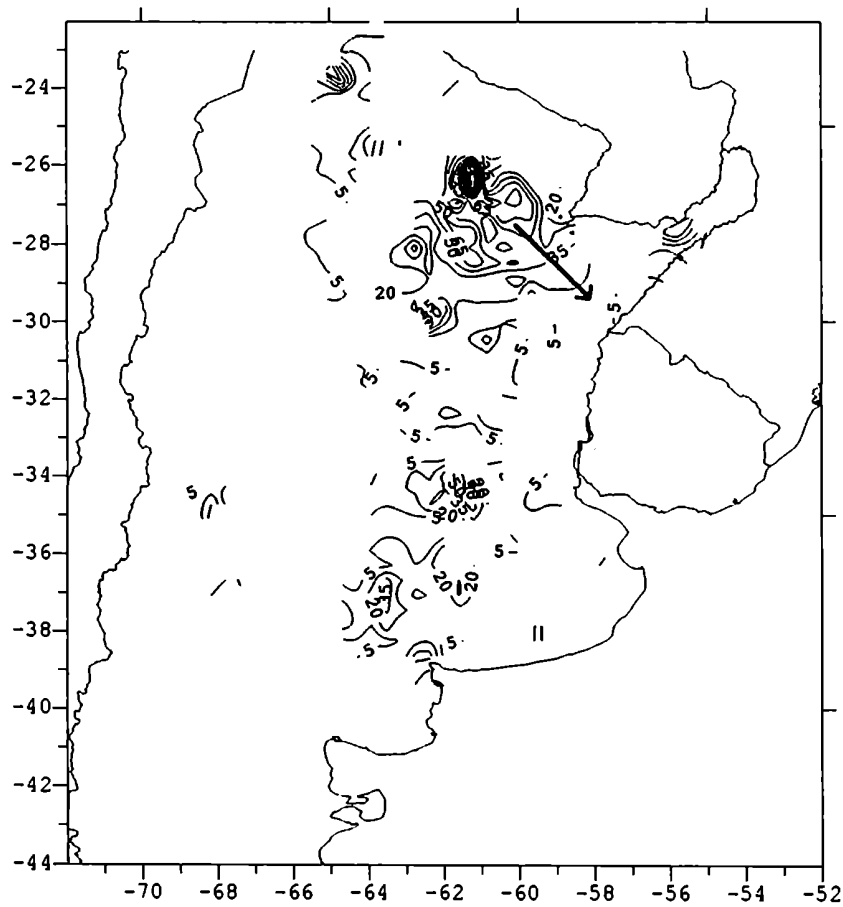
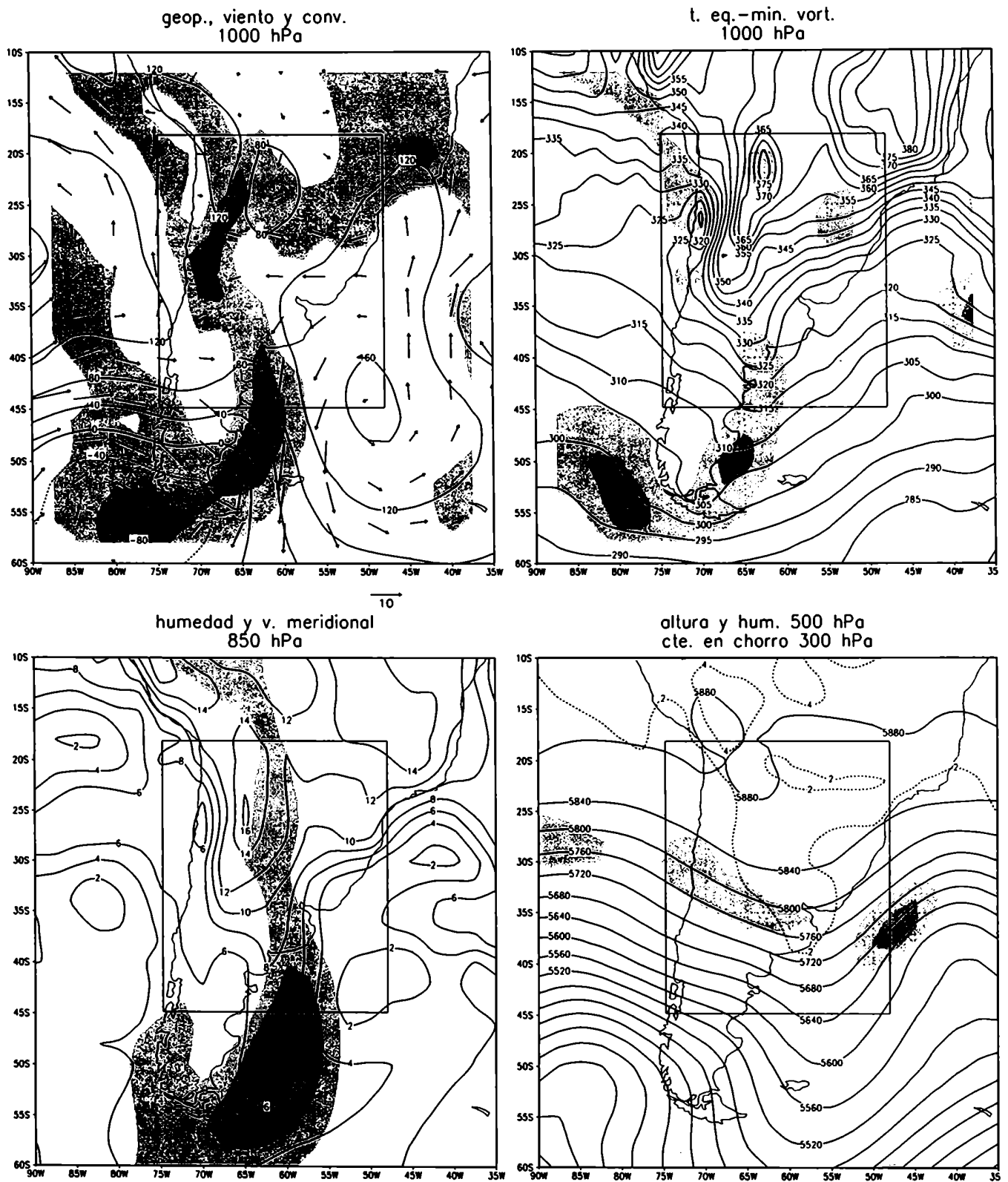


Figura 2.6: Precipitación acumulada observada entre las 12 utc del 31/3 y las 12 utc del 1/4. Áreas sombreadas a partir de 5 mm. Contornos cada 15 mm.



*Figura 2.7: a) Campos analizados para la hora 0 utc del 31 de marzo de 1983: alturas geopotenciales, viento, convergencia, temp. adiabática equivalente y vort. ciclónica en 1000 hPa ; humedad específica y viento del norte en 850 hPa; alturas geopotenciales y humedad específica en 500 hPa y vientos máximos en 300 hPa .Contornos de geopotencial cada 40 m; convergencia sombreada a partir de  $0 \text{ 1/seg}$ , cada  $-2 \cdot 10^{-5} \text{ 1/seg}$ ; vorticidad ciclónica sombreada a partir de  $-1 \cdot 10^{-5} \text{ 1/seg}$ , cada  $-2 \cdot 10^{-5} \text{ 1/seg}$ ; viento norte sombreado a partir de  $5 \text{ m/seg}$ , cada  $5 \text{ m/seg}$ ; humedad específica en  $\text{g/kg}$ , cada  $2\text{g/kg}$  y vientos máximos sombreados a partir de  $35 \text{ m/seg}$ , cada  $5 \text{ m/seg}$ .*

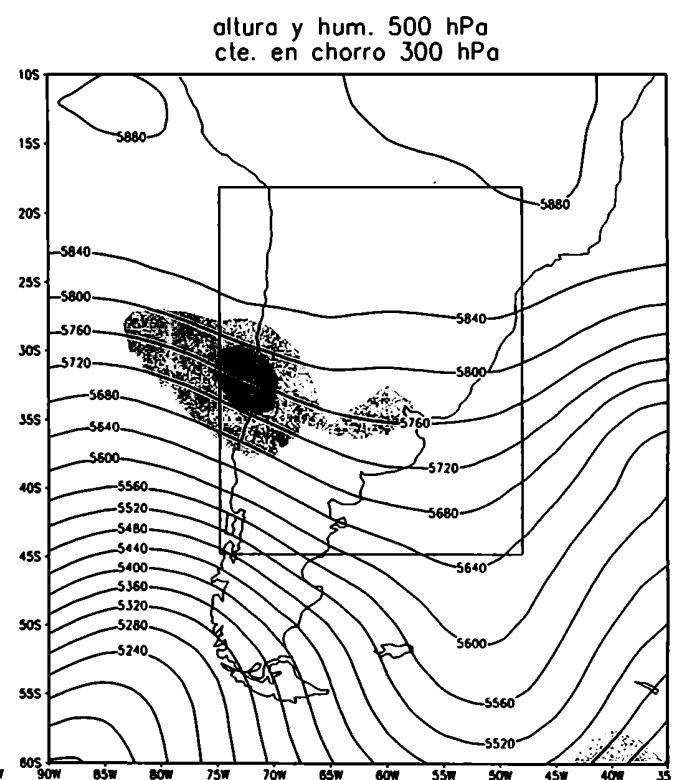
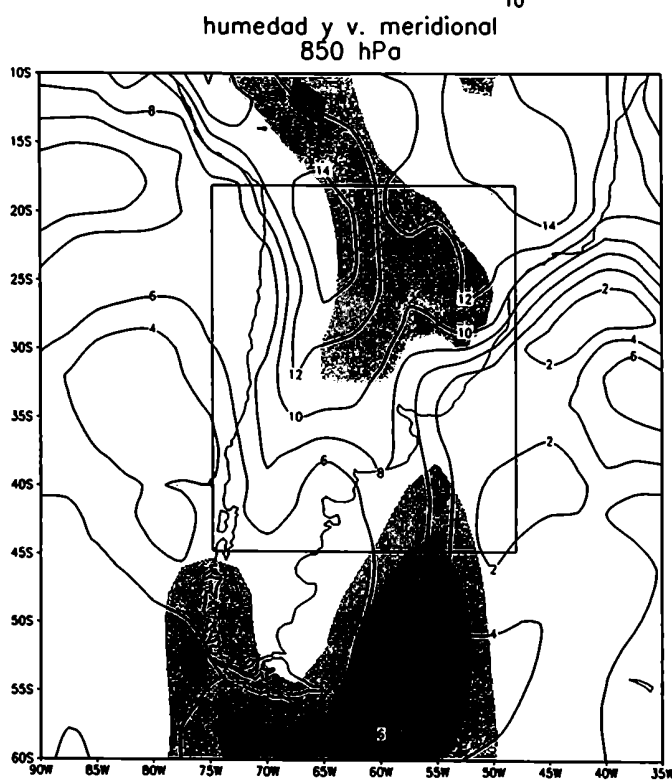
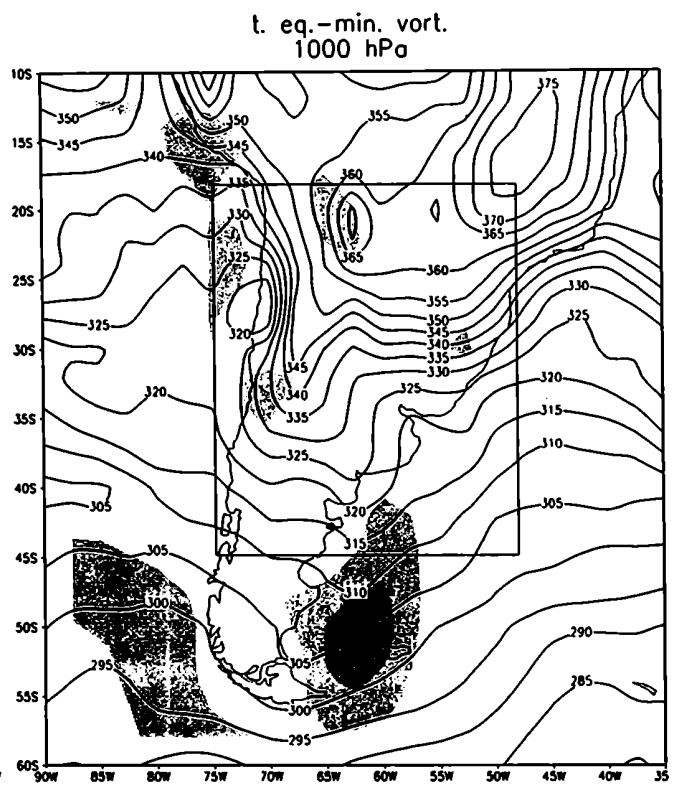
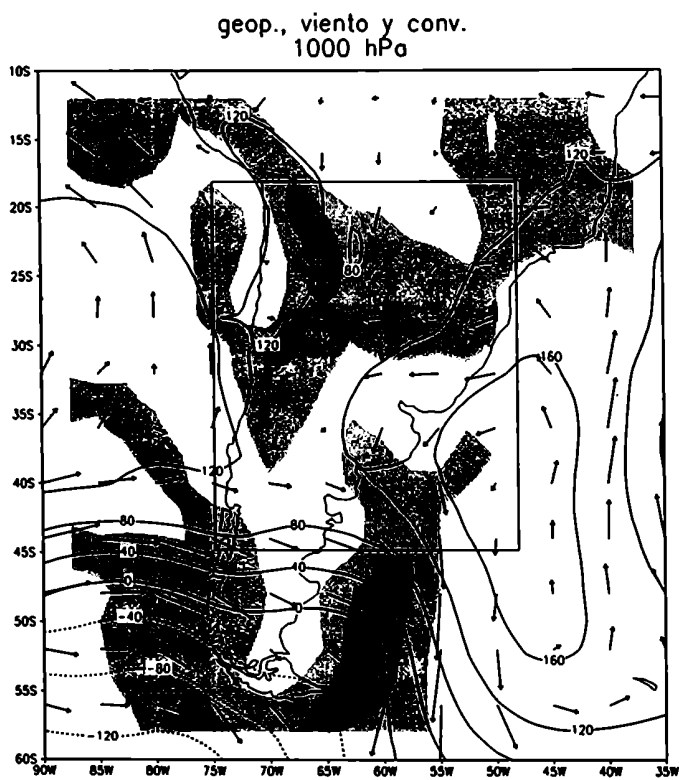


Figura 2.7: b) ídem a) para la hora 12 utc del 31 de marzo de 1983.

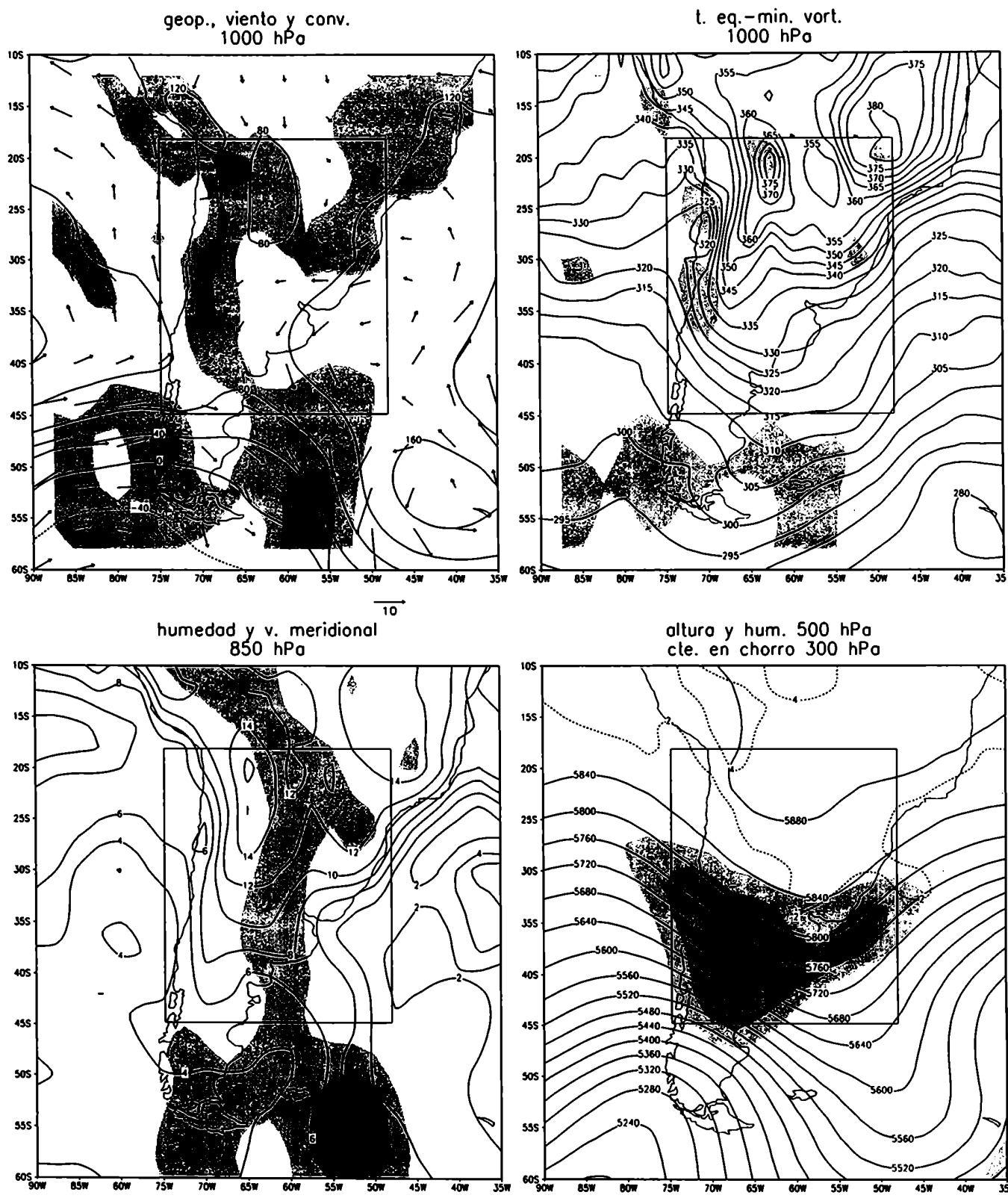


Figura 2.7: c) ídem a) para la hora 0 utc del 1<sup>o</sup> de abril de 1983.

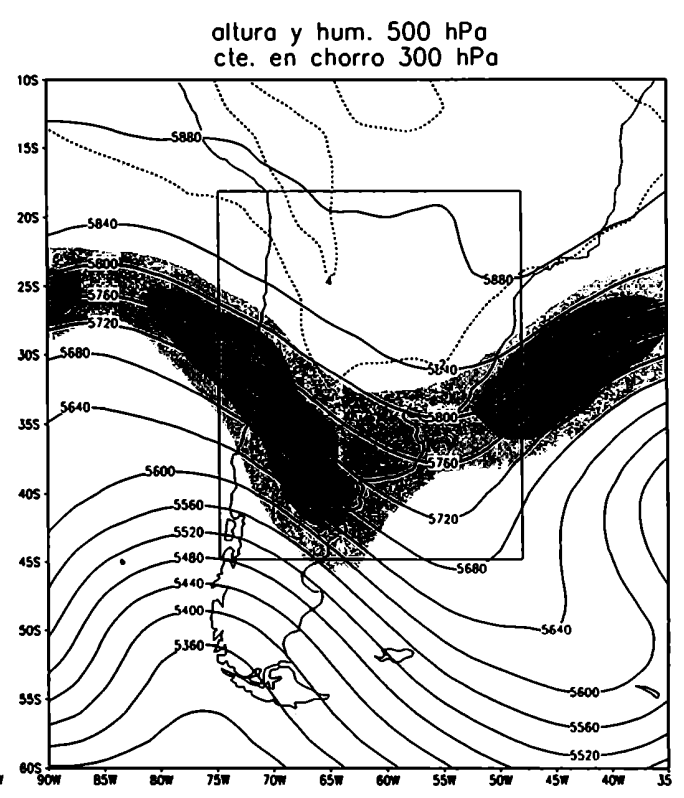
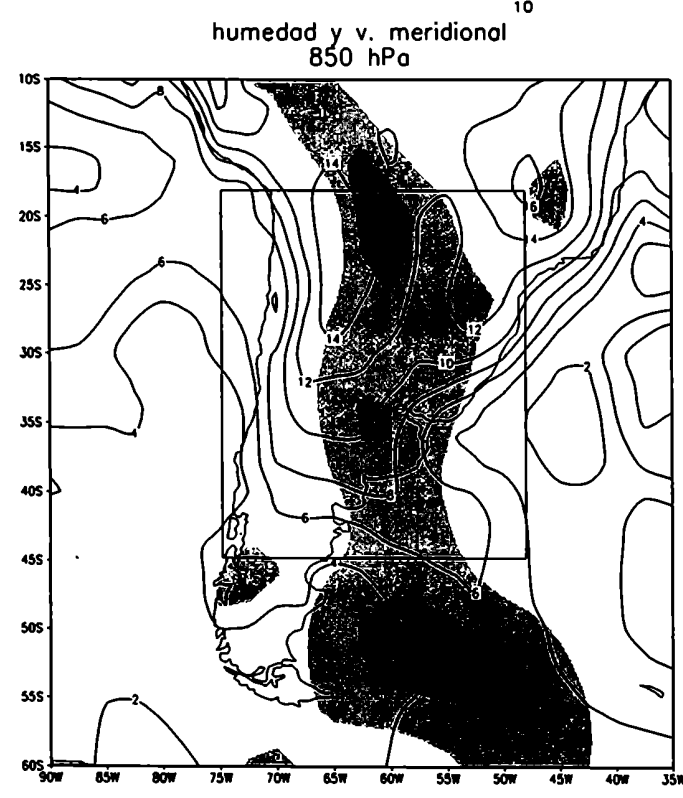
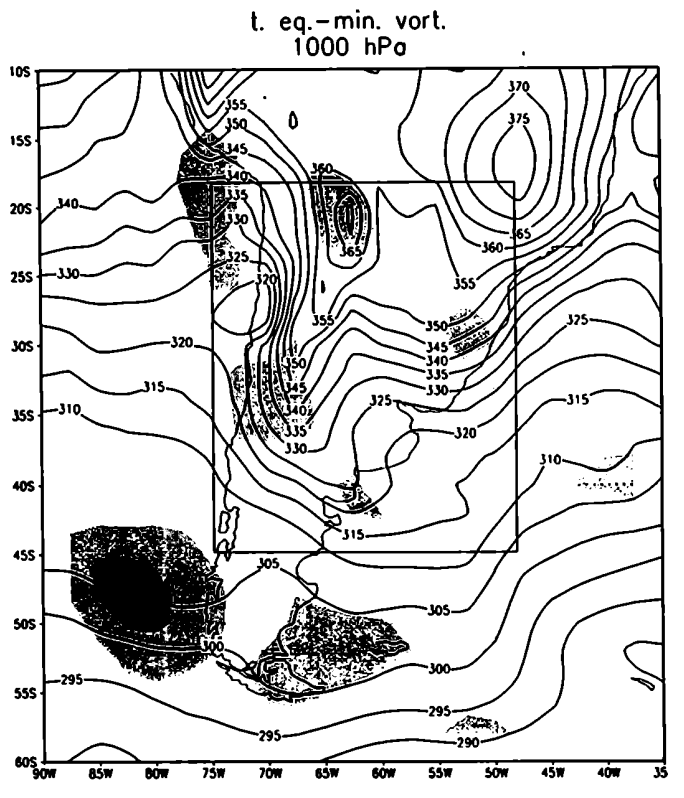
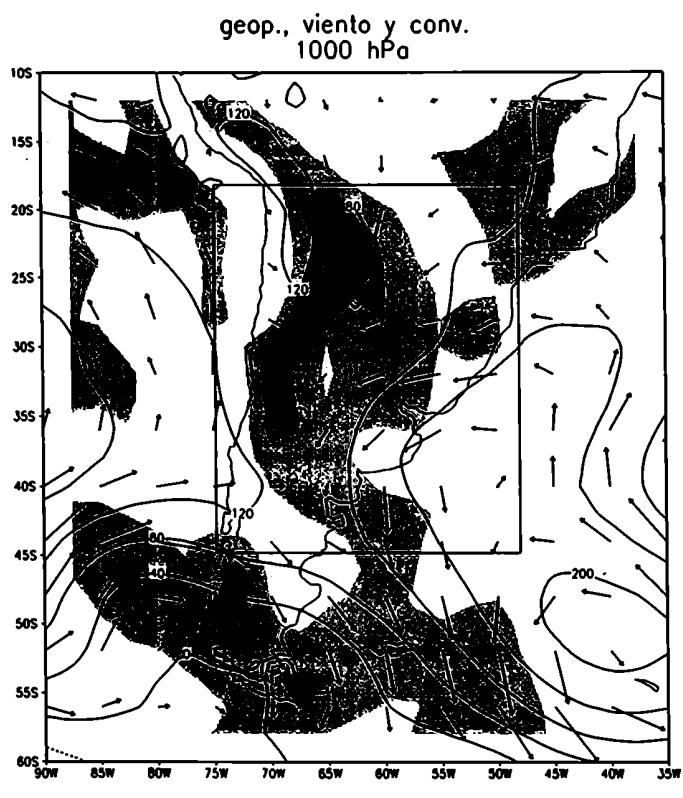


Figura 2.7: d) ídem a) para la hora 12 utc del 1º de abril de 1983.

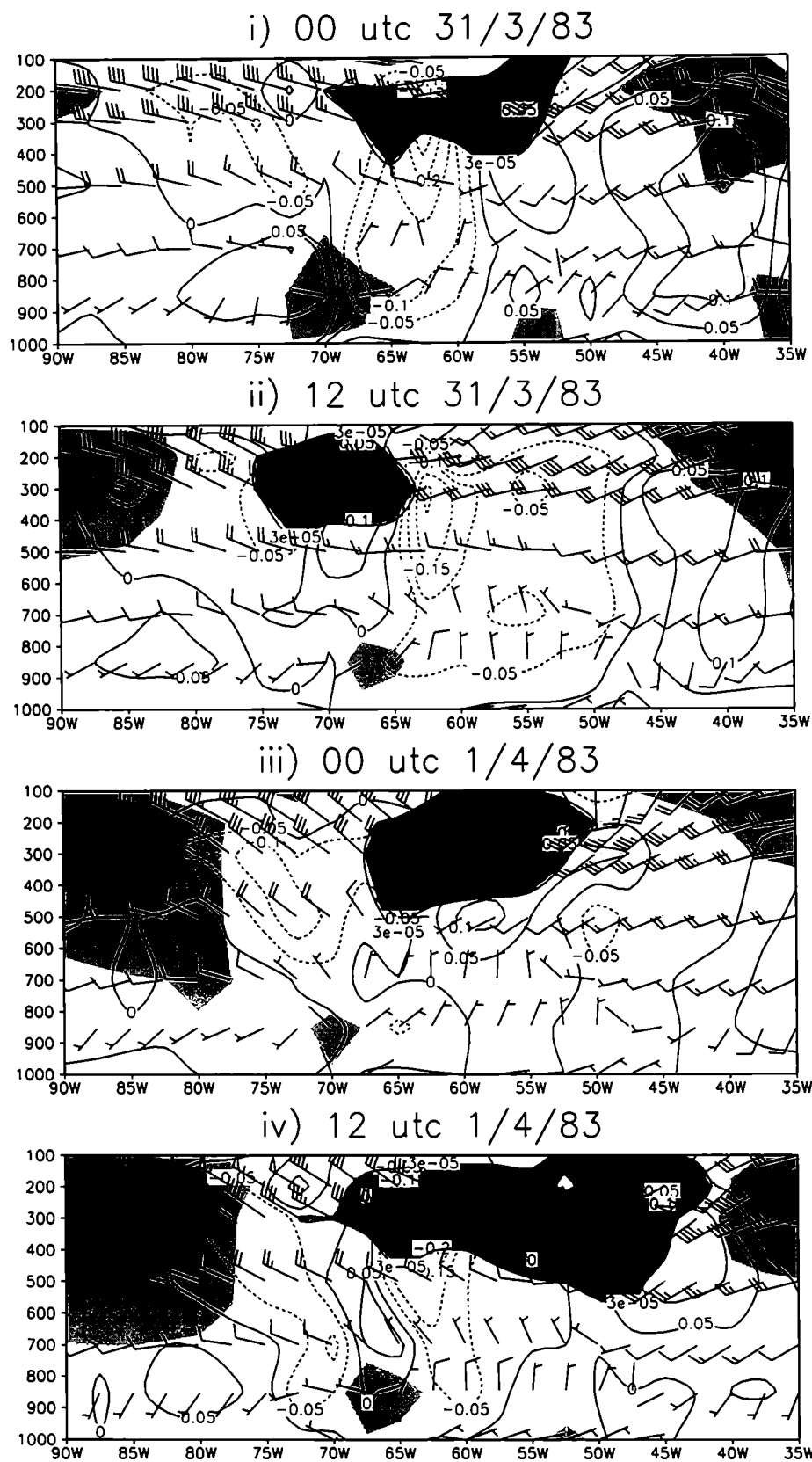
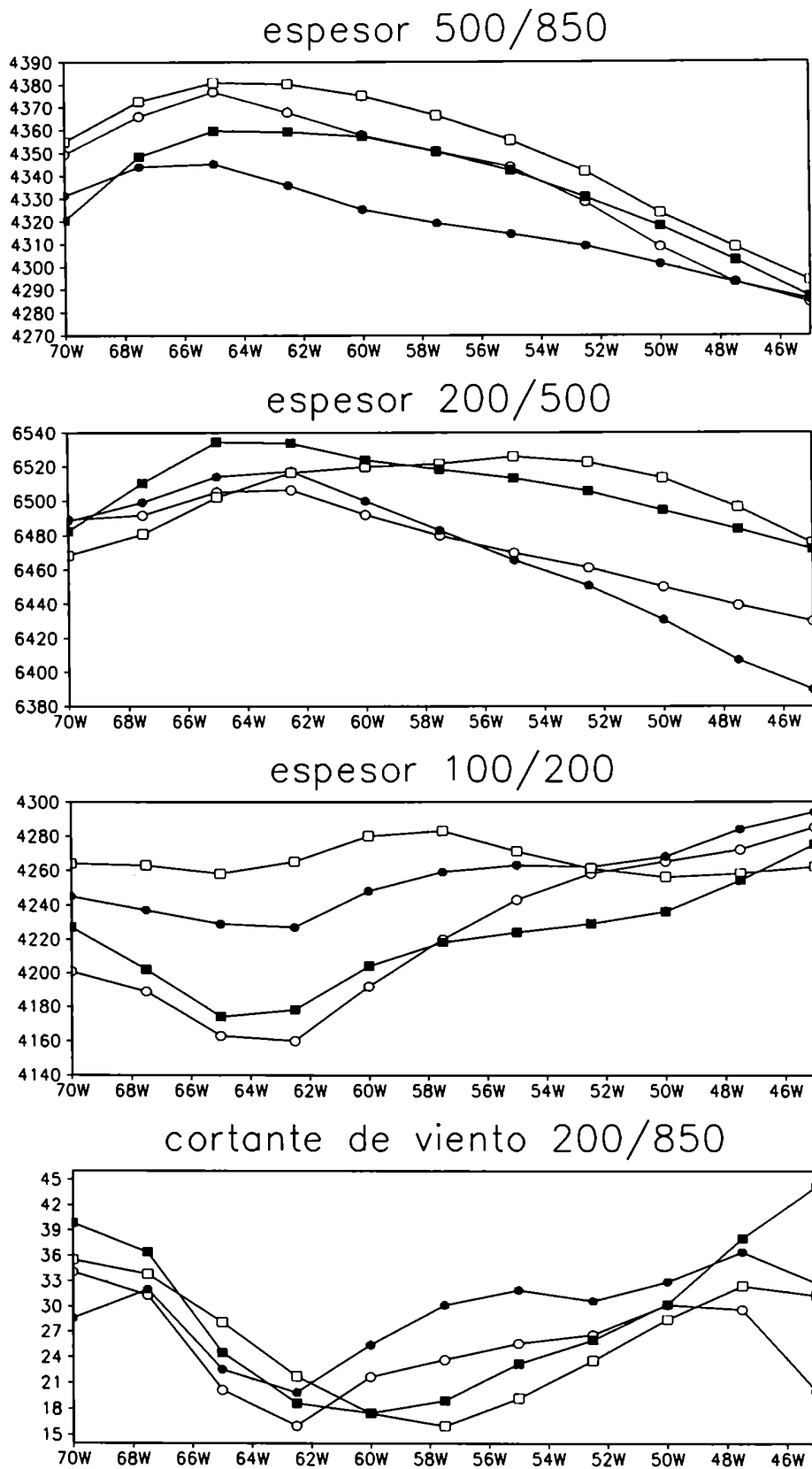
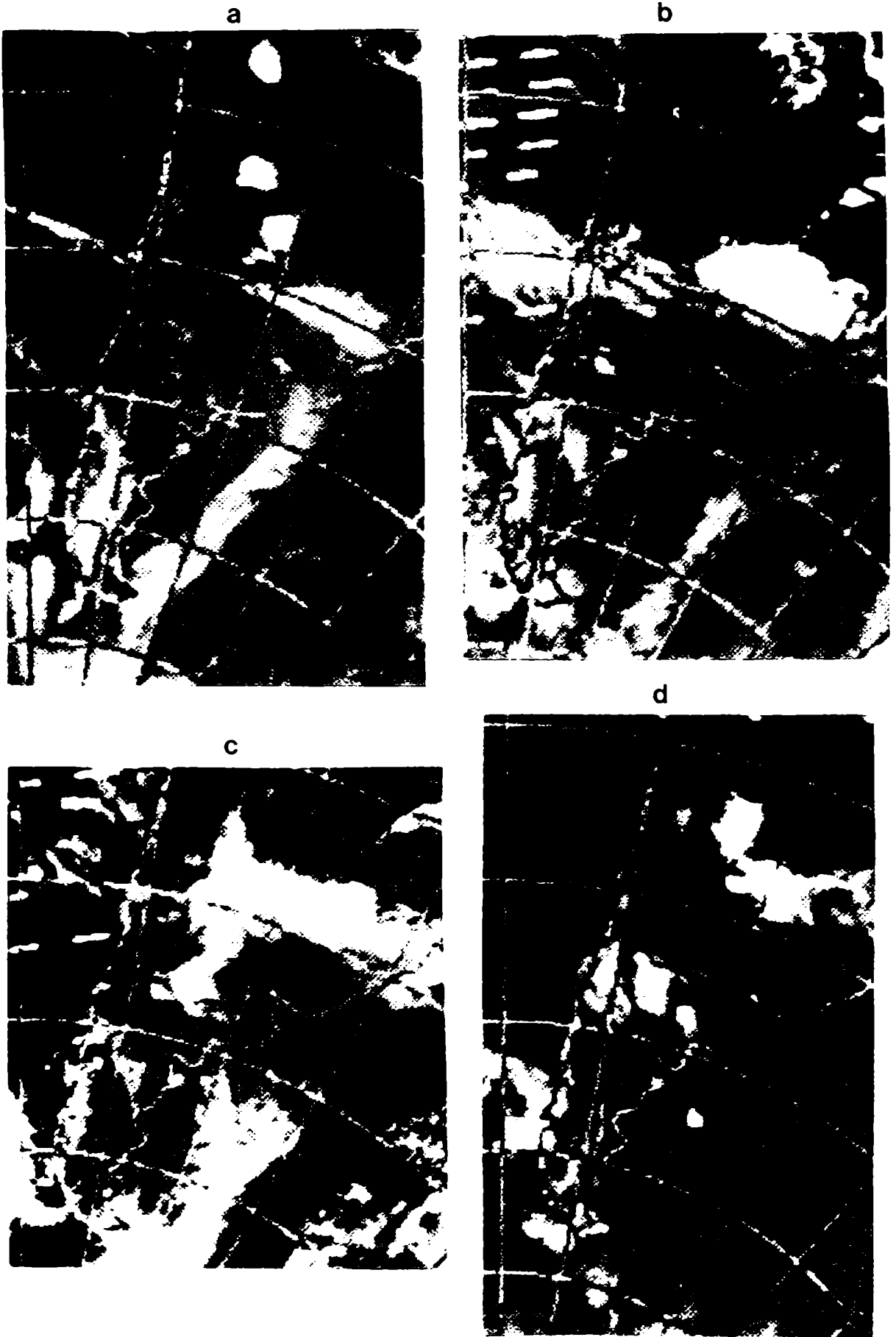


Figura 2.8: a) Cortes verticales en  $28^{\circ}\text{S}$  (análisis) de velocidad vertical  $\omega$  ( $\times 10^2$  Pa/seg); dirección e intensidad del viento horizontal (la barra completa indica 10 m/seg); regiones sombreadas con vorticidad ciclónica (igual convención que en figuras anteriores) y anticiclónica (sombreada y contorneada para valores mayores que  $3 \cdot 10^{-5}$  1/seg).

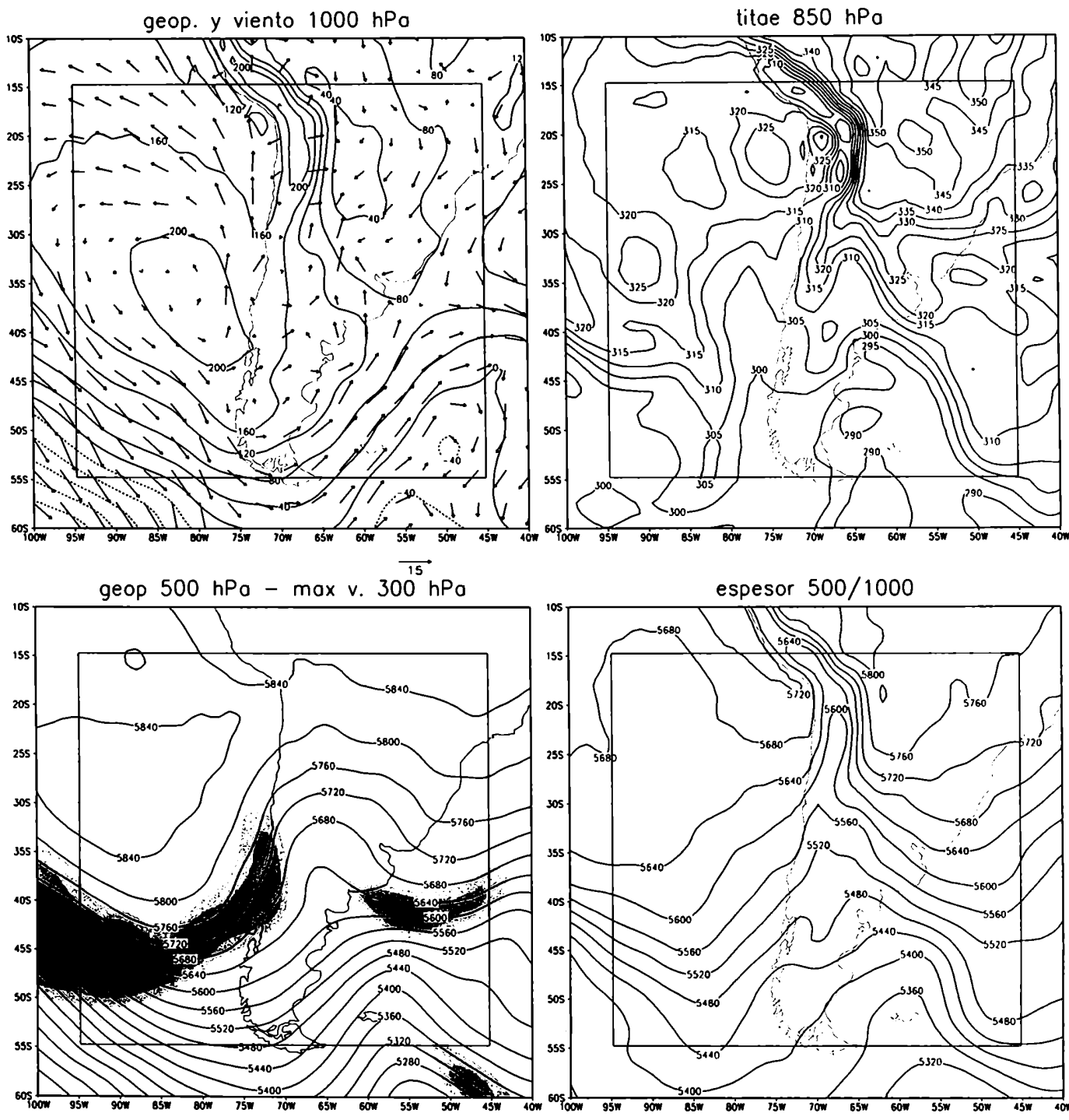


*Figura 2.8: b) Cortes en 28°S de espesores (en m.) y de varicación de viento (en módulo, indicada en m/seg)) de los análisis en las capas indicadas, para distintas horas. Las líneas con círculos vacíos corresponden a las 0 utc del 31 de marzo; con círculos llenos, a las 12 utc del 31 de marzo; con cuadrados vacíos, a las 0 utc del 1<sup>o</sup> de abril y con cuadrados llenos a las 12 utc del 1<sup>o</sup> de abril de 1983.*



*Figura 2.9: a) Imágen en infrarrojo para las 6 utc del 31/3/83; b): ídem a) para las 19 utc; c) ídem b) pero en visible; d) ídem a) para el 1/4/83.*





*Figura 2.10: a) Campos analizados para la hora 12 utc del 11 de noviembre de 1989: alturas geopotenciales y viento en 1000 hPa ; temperatura adiabática equivalente (°K) en 850 hPa; alturas geopotenciales en 500 hPa; vientos máximos en 300 hPa. Espesor 500/1000 . Contornos de geopotencial cada 40 m; y vientos máximos sombreados a partir de 35 m/seg, cada 5 m/seg.*

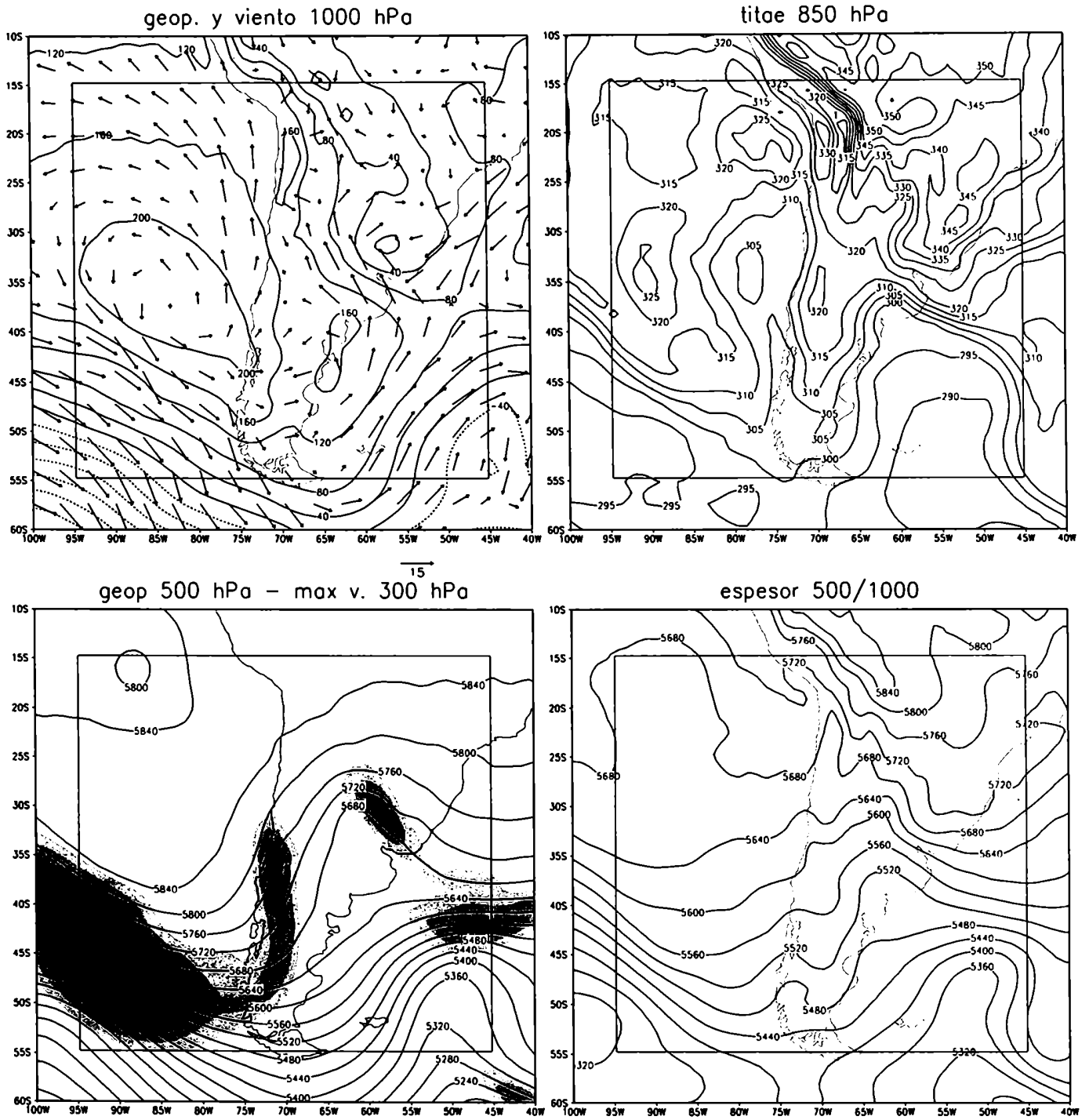


Figura 2.10: b) ídem a) para las 0 utc del 12 de noviembre de 1989

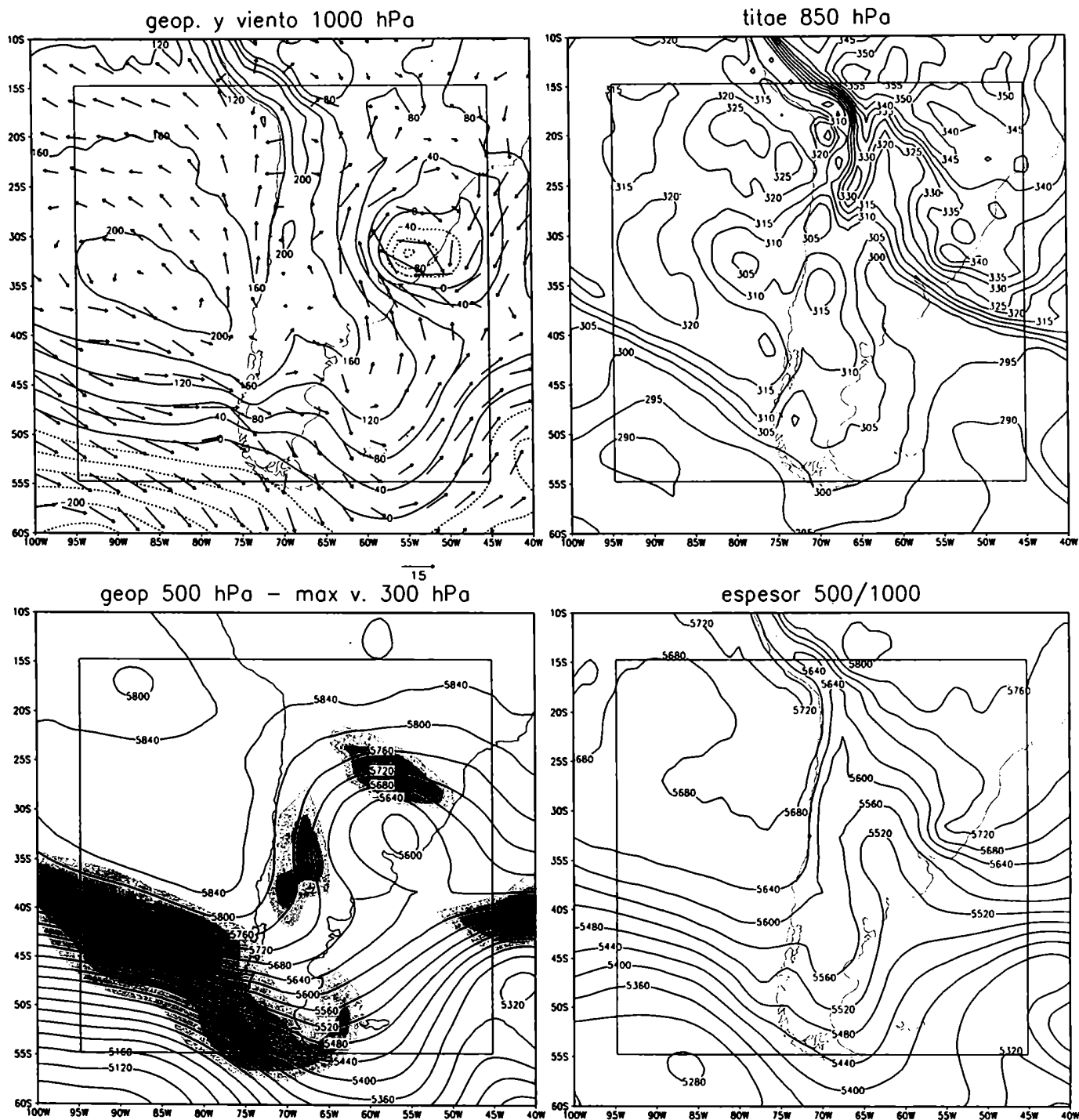


Figura 2.10: c) ídem a) para las 12 utc del 12 de noviembre de 1989

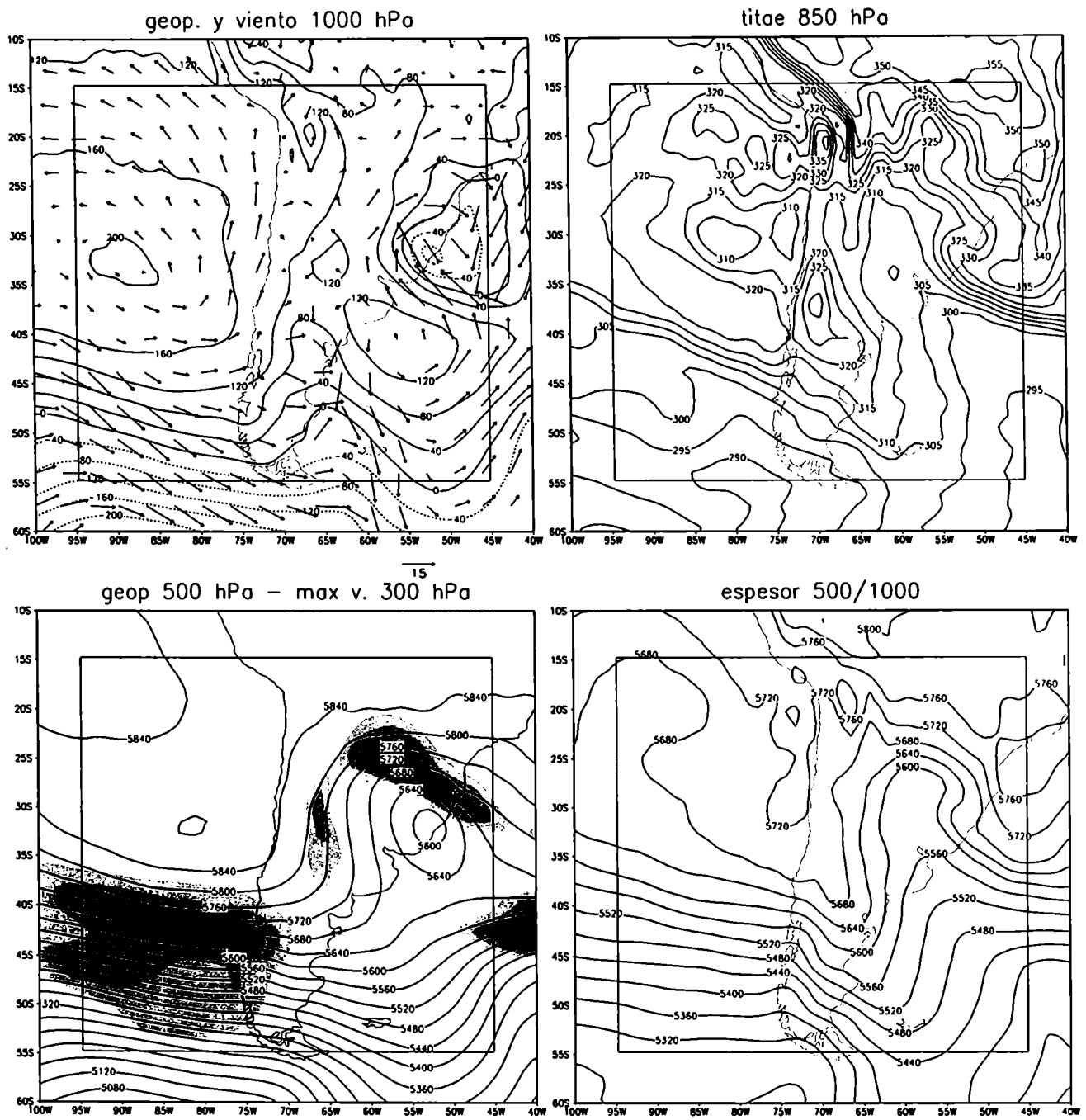
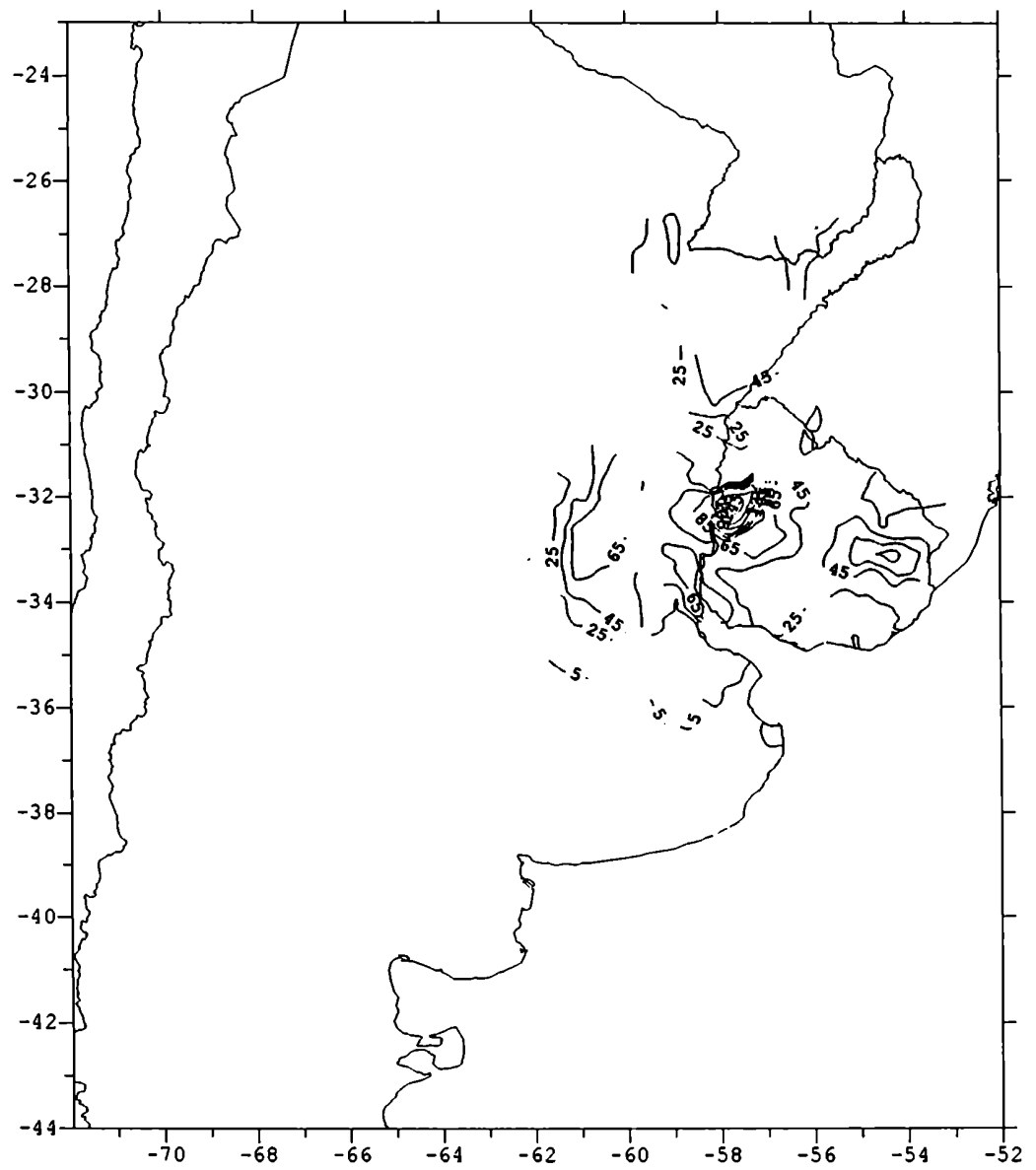


Figura 2.10: d) ídem a) para las 0 utc del 13 de noviembre de 1989



*Figura 2.11: Precipitación acumulada observada, entre las 12 utc del 11/11 y las 12 utc del 12/11. Áreas sombreadas a partir de 5 mm.*

# CAPITULO III

*Este capítulo se presenta subdividido en tres secciones. La primera describe las características fundamentales del modelo LAHM/GFDL; la segunda, muestra los primeros resultados obtenidos al realizar experiencias con mayor resolución; la tercera plantea las modificaciones realizadas al modelo para su mejor funcionamiento en mesoescala.*

## **3.1 El modelo utilizado**

### **3.1.1 Características generales**

En la sección 1.4.1, se presentó el modelo elegido para realizar esta tarea. En este Capítulo, se describirán las características más importantes de ese modelo, sobre todo aquellas más directamente vinculadas con este trabajo, en tanto que para otros aspectos, el lector puede referirse a Menéndez (1994 a), y/o a Orlanski y Katzfey (1987).

El LAHM es un modelo de área limitada, tridimensional, en ecuaciones primitivas excepto en lo que se refiere a la utilización de la aproximación hidrostática. El modelo pronostica las siguientes variables: presión en superficie ( $p$ ), temperatura ( $T$ ), viento ( $u,v$ ), humedad específica ( $q$ ), y cuando la parametrización de la convección lo permite, el contenido de agua líquida ( $c$ ). La componente vertical de movimiento ( $\omega$ ) se diagnostica a partir de la ecuación termodinámica.

La resolución horizontal es variable, siempre que no se reduzca más allá de la

validez de la aproximación hidrostática (i.e. 25 o 30 km), y la distribución de los puntos del retículo es según la malla E de Arakawa (1972). En cuanto a la vertical, el modelo trabaja en coordenadas sigma, pudiéndose variar entre 9 y 18 niveles. La Figura 3.1 muestra la estructura vertical del LAHM en su versión original que es de 9 niveles solamente. El tope de la atmósfera modelada, se ha fijado en 100 hPa, debido a que, en general, no se poseen datos de niveles superiores. La topografía de superficie se interpola a partir de un conjunto de datos de alta resolución (10'x10'). El paso de tiempo, se ajusta según el caso.

Si bien el dominio de integración es variable, la elección de la resolución con que se trabaja, condiciona fuertemente la región a estudiar, debido al costo computacional que representa, que es considerable. Por ejemplo, en una SUN SPARCstation 1000, un pronóstico de 48 hs demora alrededor de 2 horas si se cubre una región de aproximadamente 2750 km en cada dirección, trabajando con una resolución de 0.4° lat. x 0.45° long. x 9 niveles en la vertical. En la Figura 3.2 se muestra la región mencionada, que es la que se adoptó para la simulación de la línea y los CCM; allí también se ha plotado la topografía resultante para esa resolución.

En cambio, barriendo una región de 4400 km x 5500 km (aproximadamente) con una resolución de 0.375° y 9 niveles, un pronóstico a 48 hs toma alrededor de 24 hs (ver la Figura 3.3 en la que se presenta un dominio como el antes señalado, que fue el elegido para el caso de la ciclogénesis).

El modelo puede trabajar en dos modos: *simulación o pronóstico*. La diferencia entre ambos reside en los datos que se utilizan para dar condiciones de contorno al modelo. En el modo simulación, los datos provienen de análisis (generalmente del ECMWF) y se proveen condiciones de contorno, como mínimo, cada 12 horas. En el modo pronóstico, en cambio, los datos se obtienen a partir de un modelo global, es decir, son los campos pronosticados por otro modelo que se utilizan para dar condiciones de contorno, en este caso, mucho más frecuentes (por ejemplo, cada 20 minutos). En este último modo, si bien puede haber una retroalimentación entre el modelo de mayor resolución y el de menor, lo más usual es que la información sólo pase del modelo de

menor resolución al de área limitada (técnica conocida como "one-way nesting").

En el presente trabajo, se adoptó exclusivamente el *modo simulación*, utilizándose los análisis standard del ECMWF como condición inicial y de contorno. Estos datos proveen los campos de temperatura, viento, velocidad vertical, geopotencial y humedad relativa; la resolución espacial es de 2.5° en latitud y longitud, con 7 niveles de presión (1000, 850, 700, 500, 300, 200, y 100 hPa). Para algunos casos particulares, se ha contado con las 0 utc y las 12 utc, condición mínima para el funcionamiento del LAHM.

En cuanto a la longitud de las simulaciones (y/o pronósticos) es importante mencionar que hay dos técnicas muy diferentes entre sí, dependiendo del tipo de estudio que se realice. Si se trata de un experimento de modelado regional en escala climatológica, donde el modelo de alta resolución se anida a un modelo global con el objeto de representar con mayor precisión los patrones regionales del clima, entonces el modelo de alta resolución debe correrse al menos durante un mes (si bien en algunos casos se lo corre 10 años continuamente). Cuando se trabaja en la simulación al corto plazo (i.e entre 1 y 3 días), los experimentos más típicos duran alrededor de 48 horas dada la creciente influencia de los problemas de contorno que van afectando mayores partes del dominio. Distintos experimentos realizados con el LAHM, indican que los mejores pronósticos son a plazos inferiores a 36 horas. Este es un límite muy razonable en lo que al modelado en mesoescala se refiere, sobre todo en relación a los sistemas que se modelan en este estudio. En tal sentido, Anthes y otros (1989), en un trabajo tendiente a estimar la performance de los modelos regionales, concluyen que en pronósticos de hasta 72 hs, la calidad de las condiciones laterales es el factor más importante de todos los testeados (i.e.: resolución horizontal, parametrizaciones físicas, y condiciones iniciales), en controlar la evolución temporal de los errores en los modelos. Por lo tanto, en el caso de realizarse pronósticos operativos, ese resultado pone de manifiesto la importancia del uso de modelos globales precisos, para proveer las condiciones de contorno, en tanto que, para las simulaciones, será necesario contar con análisis de buena calidad, dado que, evidentemente, los movimientos atmosféricos de gran escala son los que poseen un efecto mayor (si no dominante) en la evolución de los sistemas de menor escala dentro del modelo.



### 3.1.2. Aspectos más relevantes de las distintas parametrizaciones

Es importante incursionar brevemente en aquellos procesos cuya parametrización resulta de mayor importancia a la hora de simular los sistemas en mesoescala. Como es sabido, sólo se parametrizan los procesos cuya escala no es resuelta explícitamente por el modelo. Este es un punto clave en lo que respecta a la elección de una parametrización frente a otra: el hecho que el modelo pueda utilizarse con una resolución horizontal variable, también hace que procesos que deben parametrizarse para una distancia entre puntos de 200 km, se resuelvan explícitamente para una distancia de 40 km. Sobre esta cuestión se profundizará más en la sección 3.3.1.

El modelo, en su versión original, cuenta con las siguientes parametrizaciones:

a) *Procesos radiativos*: utiliza los algoritmos de Fels-Schwarzkopf (1975) para la transferencia radiativa en onda larga y corta. La insolación y el albedo, son calculados como funciones de la latitud, determinando el ángulo cenital para cada día. No está incorporada la variación diaria del ángulo azimutal.

b) *Procesos convectivos*: el modelo cuenta con dos esquemas para la parametrización de la convección: el de Arakawa-Schubert (1974) y el ajuste convectivo húmedo de Manabe y otros (1964). Las características de los utilizados en este trabajo serán analizadas en las secciones 3.3.1 y 3.3.2.

c) *Procesos de capa límite atmosférica (CLA)*: exceptuando el tratamiento de los flujos de superficie, según el esquema de Monin-Obukhov (1954), el modelo no posee un tratamiento especial para el resto de la CLA. Esto se justifica parcialmente en el caso en que se utilizan 9 niveles en la vertical, ya que esta capa sólo estaría resuelta por los dos inferiores. El modelo también incluye un tratamiento muy sencillo de la humedad del suelo, que, sin tener en cuenta el escurrimiento, modifica dicho valor en función de la precipitación y la evaporación en cada punto.

*d) Procesos difusivos:* Incluye una parametrización de la difusión vertical, que consiste en una clausura de primer orden, con un coeficiente de viscosidad turbulenta fijo para cada nivel sigma, que actúa en los niveles bajos de la atmósfera (hasta los 700 hPa aproximadamente). En cuanto a la horizontal, también se utiliza un coeficiente constante ( $4 \cdot 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ ) para difundir temperatura, cantidad de movimiento y humedad.

## Estructura vertical del modelo

### 9 niveles

—— niveles  $\sigma$   
- - - - niveles  $\sigma$

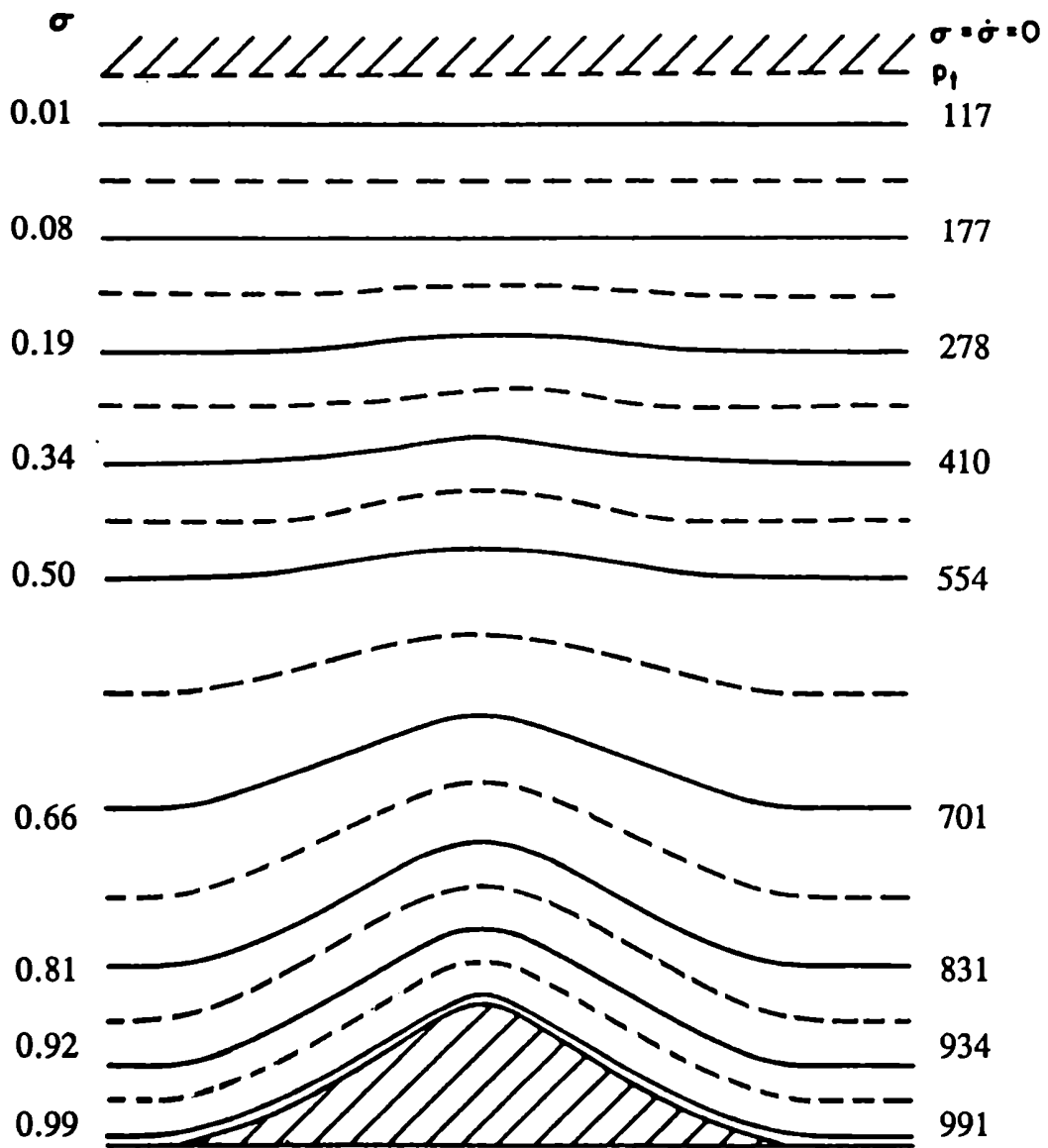
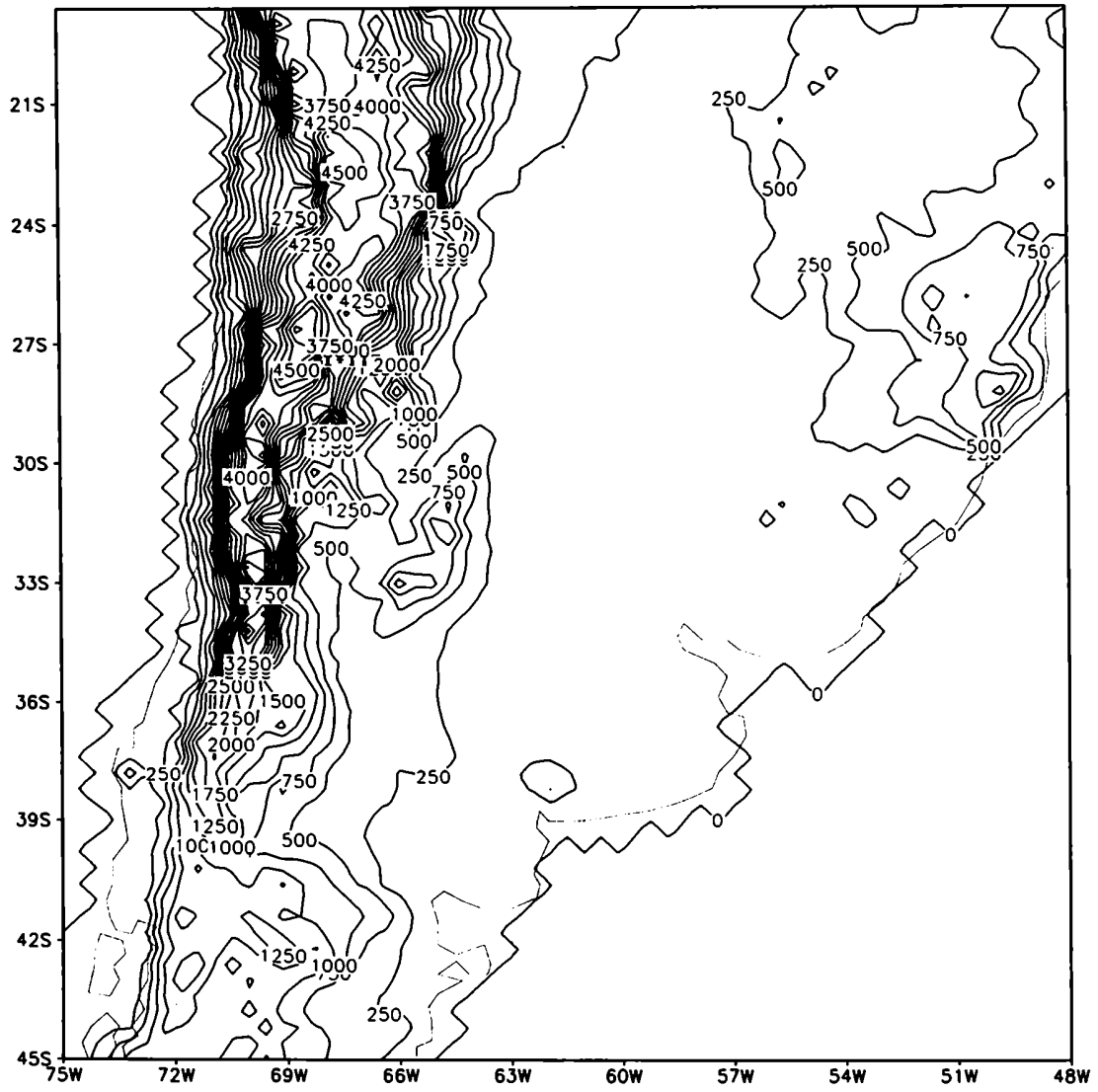
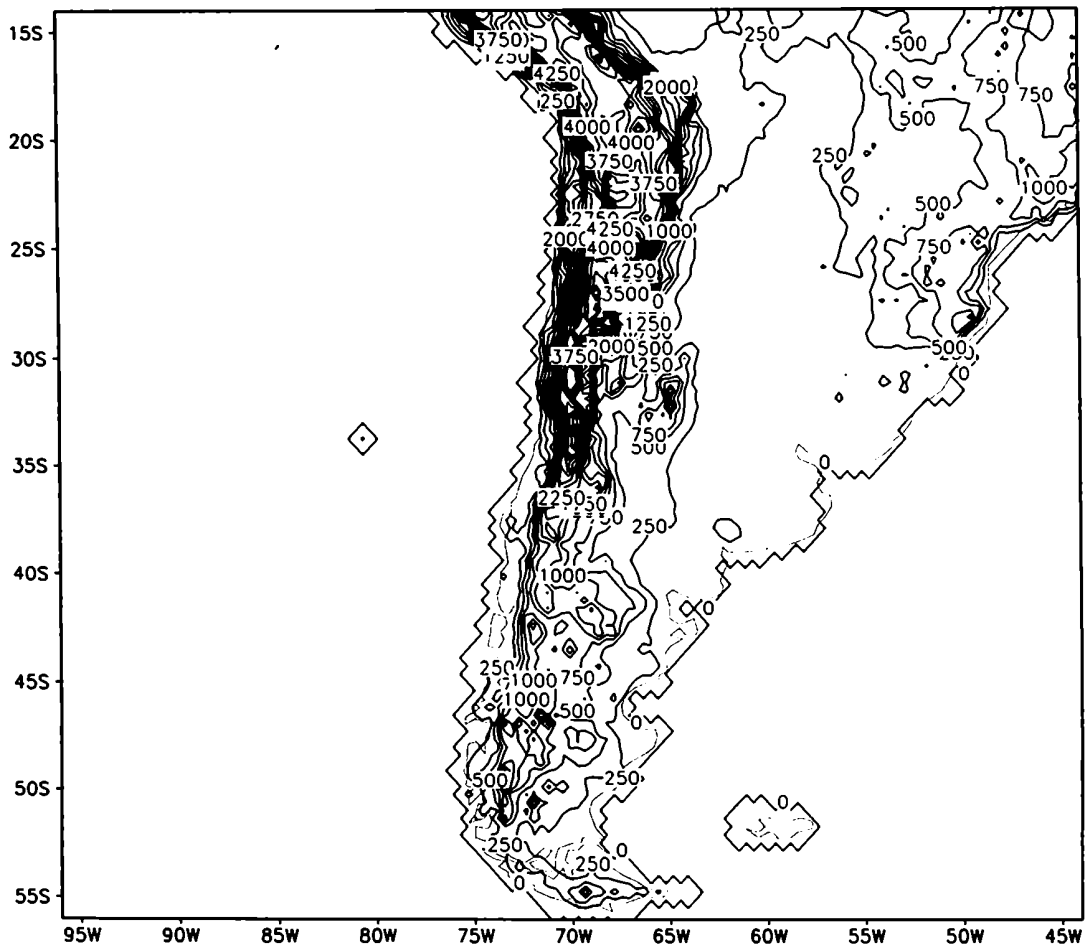


Figura 3.1: Estructura vertical del modelo LAHM/GFDL. Sobre la derecha de la figura se indica la presión correspondiente (aproximada) en hPa.



*Figura 3.2: Dominio y topografía correspondientes a los experimentos con la línea de inestabilidad y los complejos convectivos en mesoescala. Líneas de altura cada 250 m.*



*Figura 3.3: Dominio y topografía correspondientes a los experimentos con la ciclogénesis. Líneas de altura cada 250 m.*

## 3.2 Primeras Experiencias

Estas primeras experiencias fueron diseñadas con el propósito de evaluar la capacidad del modelo en su versión original para simular la precipitación asociada a un sistema convectivo en mesoescala. Sabiendo que el modelo ha mostrado resultados satisfactorios en la simulación de sistemas de escala sinóptica (Menéndez, 1994a y b), se han realizado experimentos con una resolución horizontal de  $1.2^\circ$  latitud x  $1.35^\circ$  longitud (baja resolución) y 9 niveles en la vertical. La idea central es identificar cómo el modelo simula el campo de precipitación y posteriormente, evaluar si el sólo aumento de la resolución horizontal produce mejoras significativas en la representación de dicho campo.

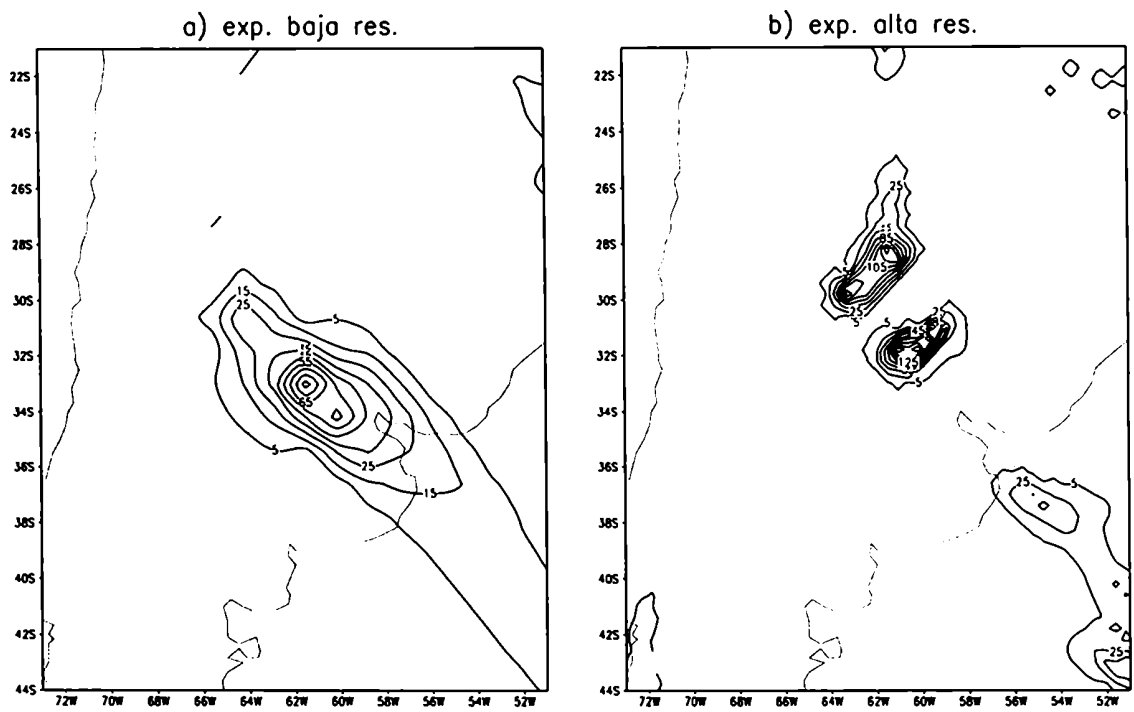
Dado que el comportamiento del modelo fué similar para las tres situaciones sinópticas presentadas en el Capítulo II, se analizarán a continuación, los campos obtenidos para la situación del 12 de abril de 1983 (L). Las características de este experimento, se describen en función a los parámetros que se irán modificando a lo largo de este trabajo: baja resolución (BR) - parametrización de la convección de Arakawa-Schubert (AS) - sin difusión vertical de ninguna cantidad por encima de la CLA (nd). En forma abreviada, se referirá a dicho experimento con la sigla L\_BR\_AS\_nd.

La Figura 3.4 a muestra el campo de precipitación acumulada entre las 12 utc del 12 de abril y las 0 utc del 13 de abril, obtenida con L\_BR\_AS\_nd. Ese experimento se inicializó a las 12 utc del 11 de abril, con lo cual el campo que se presenta corresponde a una simulación de 36 horas. Si se compara esta figura con la Figura 2.4, haciendo la salvedad, según se mencionara en la sección 2.1, de no tomar en cuenta la zona mesopotámica, se observa una representación aceptable de las características generales del campo de precipitación asociado a la línea de inestabilidad en su paso por la provincia de Buenos Aires. Sin embargo, un análisis algo más detallado muestra que, el máximo principal es de alrededor de 85 mm y no se corresponde con la ubicación observada. En cambio se produjo un máximo secundario cuya intensidad y posición se asemeja a lo observado en la localidad de Las Chacras. De todas maneras, los resultados son

satisfactorios si se considera la resolución con que se ha trabajado, el tiempo de integración transcurrido (36 horas) y la baja resolución de los datos iniciales ( $2.5^\circ$ ).

Con el propósito de evaluar la calidad de la simulación en mesoescala, se realizó una experiencia en la cual sólo se alteró la resolución, llevándola a una tercera parte de la utilizada previamente ( $0.45^\circ$  long. x  $0.4^\circ$  lat), que se la identifica como L\_AR\_AS\_nd. El campo de precipitación obtenido se muestra en la Figura 3.4 b. Si se tiene en cuenta que ahora las isolíneas están trazadas cada 20 mm, las diferencias con lo observado y lo obtenido con L\_BR\_AS\_nd son sustanciales. La precipitación acumulada llega ahora a más de 185 mm y la ubicación de ese máximo es al NO de lo observado. Existe otra zona de precipitación al NO de la anterior, no detectada en la realidad, en tanto que no se observa precipitación sobre la provincia de Buenos Aires. Evidentemente, la calidad de la simulación a 36 horas, ha decaído considerablemente con el aumento de resolución. Este resultado, pone de manifiesto la necesidad de ajustar las parametrizaciones utilizadas para simulaciones en escala sinóptica que, evidentemente, no pueden ser aplicadas de la misma manera en mesoescala.

Es oportuno aclarar que, en relación a la simulación de la línea convectiva, fue necesario inicializar el modelo a las 12 del 11 de abril con el objeto de capturar la dinámica previa a la ocurrencia de dicho fenómeno. Así, se logran representar correctamente las primeras 36 horas, en tanto que posteriormente la calidad de la simulación decae. Por esa razón, se discute la precipitación asociada a la línea de inestabilidad hasta las 0 utc del 13 de abril, y no los efectos posteriores, asociados a su pasaje por Uruguay.



**Figura 3.4:** a) Campo de precipitación acumulada 12 horas (entre las 12 utc del 12/4/83 y las 0 utc del 13/4/83) obtenidas con el experimento *L\_BR\_AS\_nd*. Isolíneas trazadas cada 10 mm, a partir de 5 mm.  
 b) Idem a) para el experimento *L\_AR\_AS\_nd*. Isolíneas trazadas cada 20 mm, a partir de 5 mm.



### *3.3 La adaptación del modelo para su funcionamiento en mesoescala*

Los resultados presentados en la sección anterior, ponen de manifiesto que la sólo modificación de la resolución horizontal no necesariamente conduce a una mejora en las simulaciones. Este es un punto crucial en lo que se refiere al modelado numérico en cualquier escala: la bondad de un modelo cuando se trabaja con una resolución dada no se puede extrapolar a otras resoluciones. Lo dicho anteriormente muestra el valor de poseer una herramienta que, una vez identificada la región de interés (i.e. Sudamérica) y la escala témporo-espacial de los fenómenos a estudiar, provea un pronóstico y/o una simulación de buena calidad.

Con tal objetivo, se ha trabajado sobre algunos de los aspectos más débiles del modelo y que la experiencia ha demostrado son más sensibles cuando se modifica la resolución horizontal y/o vertical. Otros autores han enfatizado la necesidad de adaptar los modelos según la resolución con que se los utiliza. Por ejemplo Ross (1986), en una de revisión histórica del pronóstico numérico, muestra el devenir de los modelos, desde aquellos sencillos modelos globales, hasta los actuales modelos de mesoescala. Allí destaca, entre otras, la importancia de la parametrización de la convección y de su ajuste según varíen las escalas resueltas explícitamente, así como también muestra la necesidad de una representación más exacta de los procesos en la capa límite atmosférica, en la medida que los pronósticos se realicen a más largo plazo.

En el caso del modelo LAHM se ha trabajado fundamentalmente (y precisamente por el interés de modelar correctamente la precipitación) en lo referente a la parametrización de la convección. Ello ha conducido también al estudio y modificación de otros aspectos que se irán discutiendo a continuación.

### 3.3.1 El problema de la parametrización de la convección

"De los muchos procesos sub-reticulares que deben ser representados en los modelos numéricos de la atmósfera, la convección cumuliforme es, tal vez, el más complejo y apasionante...". Con esta frase, Emanuel y Raymond (1993), introducen una serie de trabajos dedicados, precisamente, a la representación de la convección en modelos numéricos. Se podría agregar aquí que la *complejidad* estaría ligada a la enorme cantidad de procesos abarcados en lo que se denomina "convección", desde los aspectos microfísicos hasta los forzantes de escala sinóptica, en tanto que lo *apasionante* es que continúa siendo un tema abierto a la investigación, fuertemente dependiente del modelo, de las escalas horizontal y vertical seleccionadas, de la región geográfica y finalmente, del forzante en gran escala que conduzca al desarrollo de convección.

Los procesos físicos asociados con la condensación del vapor de agua, son típicamente no-lineales y por lo tanto, sus efectos pueden interactuar directamente con las circulaciones de mayor escala. Pero la mayoría de las nubes individuales, en las cuales se produce la condensación, pertenecen a la escala sub-reticular en la mayoría de los modelos de circulación general, e inclusive, en los regionales. Entonces, para que un sistema de ecuaciones sea cerrado, se deberán *formular los efectos colectivos de las nubes (sub-reticulares) en términos de las variables pronosticadas en los puntos del retículo*. Este es, precisamente, el problema de la parametrización de la convección.

Lo dicho anteriormente, se puede visualizar más claramente planteando la ecuación termodinámica, tal como lo hace Arakawa (1993):

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{\theta} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} = \frac{Q_1}{\pi c_p} \quad (3.1)$$

y la ecuación de conservación del vapor de agua:

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} = -\frac{Q_2}{L} \quad (3.2)$$

donde la notación para las distintas variables es la usual, la barra indica el valor medio respecto al área horizontal (i.e. el valor en un punto del retículo),  $\pi$  es la función de Exner, definida como  $(p/p_0)^{R/c_p}$ . Las cantidades  $Q_1$  y  $Q_2$  representan la "fuente aparente de calor" y el "sumidero aparente de humedad" (Yanai y otros, 1973). Evidentemente,  $Q_1$  y  $Q_2$  difieren de la fuente de calor y el sumidero de humedad reales, debido a que las ecuaciones anteriores se han aplicado a campos medios. Cuando la gran escala está representada por el punto de retículo de un modelo, entonces  $Q_1$  y  $Q_2$ , incluyen los efectos colectivos de los todos los procesos sub-reticulares. Utilizando las suposiciones usuales en los promedios de Reynolds y despreciando los transportes horizontales debido a los procesos sub-reticulares, se puede reescribir:

$$Q_{1c} = Q_1 - Q_R = L\bar{C} - \frac{\partial \overline{\omega' \theta'}}{\partial p} \quad (3.3)$$

$$-Q_2 = -L\bar{C} - \frac{\partial \overline{\omega' Lq'}}{\partial p} \quad (3.4)$$

donde  $Q_R$  es el calentamiento radiativo,  $Q_{1c}$  es la parte de  $Q_1$  debida a la condensación y los procesos de transporte asociados,  $C$  es la tasa de condensación neta (por unidad de masa de aire seco) y las cantidades primadas indican la desviación respecto de la media sobre el área horizontal. Así expuesto, entonces, el problema de la parametrización de la convección se reduce a encontrar una expresión para  $Q_{1c}$  y para  $Q_2$  en término de las variables "medias", es decir de los valores de las variables pronosticadas en un punto del retículo. Es decir que, dado que se introducen dos nuevas incógnitas en las ecuaciones de pronóstico, se deben realizar *al menos* dos suposiciones de clausura para resolver este

problema.

Así planteado, queda de manifiesto que la parametrización de la convección se trata de un problema de *clausura*, por lo tanto, la elección de hipótesis de clausura apropiadas es crucial para garantizar la coherencia de una parametrización. En el caso del esquema de Arakawa-Schubert (Arakawa y Schubert, 1974, de aquí en más AS), utilizado por el modelo LAHM, una de las hipótesis de clausura se puede pensar como una restricción en la evolución temporal de los estados de gran escala, mediante *la suposición de la existencia de un estado de cuasi-equilibrio*. La otra suposición que se realiza en el mismo, constituye *una restricción a los procesos convectivos* húmedos mediante la formulación de un modelo que rige el comportamiento de un ensamble de nubes cumulus. Arakawa (1993) demuestra de manera convincente el cumplimiento de estas hipótesis en la naturaleza, con lo cual se estaría frente a una parametrización "consistente".

La caracterización anterior, mediante la identificación de sus hipótesis de clausura, constituye una manera sencilla de presentar el esquema de parametrización de la convección propuesto por AS, que, sin embargo, posee una formulación matemática y estadística muy complejas. Sin duda, éste ha sido uno de los esquemas más utilizados por distintos modelos (operativos y de investigación), para diferentes escalas espaciales, al tiempo que su funcionamiento ha demostrado ser satisfactorio en una amplia gama de sistemas atmosféricos (Randall y Pan, 1993). Tanto sus puntos "débiles" como sus aspectos más sólidos están muy bien documentados en la literatura, ya sea en base a estudios observacionales como numéricos, entre los cuales podemos citar los trabajos de: Lord y Arakawa (1980), Lord (1982), Xu y Emanuel (1989), Grell y otros (1991) y Randall y Pan (1993) entre muchos otros. En lo que hace a sus puntos débiles (por ejemplo la inclusión de descendentes convectivas), algunos investigadores han trabajado en la modificación del esquema original, obteniéndose versiones mejores (Cheng y Arakawa (1990), Grell y otros (1991)). Cabe aclarar que en el presente trabajo, se ha utilizado la versión original del esquema AS, que ya se hallaba implementada en el modelo.

Hasta ahora, se ha presentado el problema de la parametrización de la convección

al tiempo que se ha enfatizado la necesidad de utilizar en las mismas, suposiciones de clausura correctas. En particular, se han destacado también las cualidades del esquema de AS, en tanto esquema ampliamente testado y con un funcionamiento satisfactorio. Sin embargo, resulta interesante incorporar a lo antedicho otro tipo de criterio, que permitiría elegir un esquema de parametrización en base a la escala espacial para la cual han sido diseñados. Sobre esa línea, Molinari y Dudek (1992, de ahora en más M&D), han realizado una revisión de los esquemas de parametrización de la convección, cuyos aspectos más relevantes se sintetizan a continuación.

Sobre la base de modelos de mesoescala hidrostáticos, con un espaciamiento entre puntos del retículo oscilando entre 10 y 50 km, realizaron un estudio para identificar qué tipo de parametrización de la convección emplean estos modelos. Así arribaron a una clasificación de los distintos esquemas, que se presenta en la Tabla 3.1, en donde los distinguen, esencialmente, por el tipo de tratamiento que realizan cuando un punto del retículo es inestable convectivamente. Según la nomenclatura propuesta por M&D, un esquema "tradicional" (por ejemplo el de AS), resuelve la inestabilidad convectiva en forma implícita (i.e., se pone en marcha un modelo de ensamble de nubes cumulus y, como resultado de procesos implícitos en ese modelo, se modifican las variables de gran escala). Por otro lado, aquéllos "completamente explícitos", serían aquéllos cuya resolución témporo-espacial permitiría describir explícitamente lo que sucede en una nube. Los híbridos serían alguna combinación (no siempre la misma) de los anteriores (i.e. Frank y Cohen (1987)).

**TABLA 3.1**

Aproximación	Puntos convectivamente inestables	Puntos convectivamente estables
TRADICIONAL	implícita	explícita
COMPLETAMENTE EXPLICITA	explícita	explícita
HIBRIDA	híbrida	explícita

Luego de una revisión tendiente a evaluar los éxitos y los fracasos de los tres tipos de aproximaciones individualizadas, M&D arriban a una guía para la elección del esquema adecuado según la longitud del retículo con que se trabaja. Básicamente, esa recomendación se puede resumir en lo siguiente:

distancia entre puntos	tratamiento de la convección
inferior a 10 km	completamente explícito
entre 10 y 20 km	?
entre 20 y 45 km	híbrido
más de 45 km	tradicional

La recomendación a la que arriban M&D resulta algo inespecífica en cuanto a cómo trabajar en las resoluciones que varían entre 10 y 45 km, ya que la clasificación de "híbrido" es, en sí misma poco precisa. Evidentemente, no existe una alternativa clara para el manejo de intervalos espaciales típicamente de mesoescala. Sí resulta claro, tanto para M&D como para otros autores, que no hay dudas acerca del tipo de parametrización para utilizar en escala sinóptica y en escala convectiva.

### **3.3.2 Alternativas propuestas para el LAHM/CIMA**

Todo lo discutido en la sección anterior, intenta poner de manifiesto el estado en que actualmente se encuentra el problema de la parametrización de la convección. Para este trabajo en particular, y con el objetivo de trabajar con resoluciones que oscilan entre los 30 y los 50 km, las opciones se limitan a la utilización de un esquema tradicional o a los esquemas combinados o "híbridos". Por esa razón, se optó por testear el

funcionamiento del modelo utilizando la parametrización de AS (ya implementada en el modelo), cuya performance es conocida y compararla con una formulación explícita combinada con un esquema de difusión vertical, lo cual la convertiría en una alternativa combinada.

Cabe destacar que la utilización del esquema de AS tiene el objeto de ser un control, debido a que, como se dijera previamente, su funcionamiento ha demostrado ser satisfactorio en una amplia gama de situaciones y de resoluciones. Sin embargo, a medida que la resolución aumenta, la validez de algunas de las hipótesis utilizadas por AS va siendo más objetable. En tal sentido, resulta de gran utilidad intentar validar otro tratamiento que no presente esta limitación a la hora de modificar la resolución con que se trabaja. Por ello el problema se encara desde la alternativa explícita que, combinada con una parametrización de la difusión vertical adecuada no debería presentar inconvenientes a los cambios de resolución en el rango de escalas que es de interés modelar en este trabajo.

### ***3.3.2.1 El tratamiento explícito de la termodinámica húmeda***

Es importante remarcar la diferencia esencial entre los enfoques propuestos en el punto anterior. El esquema de AS es una *parametrización*, con lo cual involucra hipótesis de clausura mediante las cuales, los procesos sub-reticulares modifican los campos de gran escala (resueltos por el modelo). La formulación explícita, en tanto, resuelve aquéllos procesos cuya escala corresponde a la de la resolución con que se trabaja.

La alternativa completamente explícita fue exitosamente utilizada en modelos de mesoescala, inicialmente, por Rosenthal (1978). En ese trabajo, se utilizó un retículo de 20 km, y se simuló correctamente un ciclón tropical. Posteriormente, fue utilizada por otros autores (Jones, 1986; Rotunno y Emanuel, 1987 entre otros). En general, si bien no ha sido ampliamente testada, se ha observado que presenta una respuesta satisfactoria

siempre que el forzante de gran escala sea suficientemente fuerte como para disparar la convección en un punto del retículo.

Para comprender mejor de qué manera trabaja la aproximación explícita, se puede volver sobre las ecuaciones presentadas en la sección 3.3.1. Allí, se había puntualizado que el problema de la parametrización de la convección se reduce a encontrar una expresión para  $Q_{1c}$  y  $Q_2$  (ecuaciones 3.3 y 3.4, respectivamente). Estas dos cantidades son función de la condensación y de los transportes turbulentos asociados a la convección. En el tratamiento explícito, entonces, estos términos deberían resolverse en forma directa, sin aproximaciones ni hipótesis de clausura de por medio. Además, en este caso, se agrega una ecuación de conservación del agua líquida (o agua de nube, notado como  $c$  en lo que sigue) y se define un umbral para el contenido de agua líquida por encima del cual se remueve el excedente en forma irreversible, como precipitación .

Para la resolución del término de la condensación (i.e. condensación en gran escala) y la inclusión de una ecuación para el pronóstico del agua de nube ( $c$ ), existen distintas opciones. En particular, se describirá el tratamiento que realizaron Ross y Orlanski (1978, de aquí en más R&O), que es el que se adaptó a este modelo.

Se supone que el vapor de agua que excede una humedad específica de saturación efectiva:  $k q_s$ , condensa inmediatamente, donde  $k$  es  $\leq 1$ . El factor  $k$ , que cuando se trabaja en alta resolución se toma igual a 0.95, se incluye en el esquema de condensación en virtud del hecho que la humedad específica  $q$  en un punto del retículo es un promedio en una caja de 45 km de lado (aproximadamente) y comienza a condensar cuando la humedad específica media en esa caja es menor al 100 %, como fuera señalado por R&O.

El método utilizado para computar el vapor condensado o evaporado en un paso de tiempo, debe tener en cuenta el efecto de retroalimentación que el cambio de temperatura debido a la liberación de calor latente tiene sobre la humedad específica de saturación ( $q_s$ ) (Asai, 1962). El procedimiento utilizado aquí y que se describe a continuación, es similar al esquema presentado por Takeda (1971) y Lipps (1977).



Se obtienen valores tentativos para la temperatura potencial  $\Theta'$  y las variables de humedad  $q'$  (humedad específica) y  $c'$  (agua de nube) en el paso de tiempo  $t + \Delta t$ , suponiendo que no tuvo lugar ni condensación ni evaporación de agua. Por lo tanto, si se utiliza un esquema centrado en el tiempo ("leap-frog") para resolver las ecuaciones 3.1 y 3.2, reescritas convenientemente, resulta:

$$\theta'(t+\Delta t)=\theta(t-\Delta t)+2\Delta t[-V\cdot\nabla\theta-w\frac{\partial\theta}{\partial z}+F_{\theta}] \quad (3.5)$$

$$q'(t+\Delta t)=q(t-\Delta t)+2\Delta t[-V\cdot\nabla q-w\frac{\partial q}{\partial z}+F_q] \quad (3.6)$$

$$c'(t+\Delta t)=c(t-\Delta t)+2\Delta t[-V\cdot\nabla c-w\frac{\partial c}{\partial z}+F_c] \quad (3.7)$$

donde, nuevamente, se han despreciado los efectos radiativos, se han omitido las barras para indicar los promedios en puntos de retículo y  $F_{\phi}$  representa los transportes turbulentos de cada variable, tanto horizontales como verticales.

Los valores finales para  $\Theta$ ,  $q$  y  $c$  cuando se produce un cambio de fase, se calculan a partir de las siguientes expresiones:

$$\theta(t+\Delta t)=\theta'(t+\Delta t)+\gamma\cdot CD\cdot 2\Delta t \quad (3.8)$$

$$q(t+\Delta t)=q'(t+\Delta t)-CD\cdot 2\Delta t \quad (3.9)$$

$$c(t+\Delta t)=c'(t+\Delta t)+CD\cdot 2\Delta t \quad (3.10)$$

donde  $\gamma$  es  $L \pi / C_p$ , siendo  $L$  calor latente de cambio de estado,  $C_p$  calor específico del aire seco a presión constante y  $\pi$  la función de Exner.  $CD$  es la tasa de condensación que

se calcula de acuerdo con Lipps (1977):

$$CD = \frac{\partial q}{\partial t} - \frac{\partial q_s}{\partial t} - \frac{[q_s^{(t-\Delta t)} - q^{(t-\Delta t)}]}{2\Delta t} \quad (3.11)$$

donde,  $\partial q/\partial t$  representa el aumento local de  $q$  si no hay condensación, tal como lo da la ecuación 3.6 y  $\partial q_s/\partial t$  es el cambio de la humedad específica de saturación, dado por:

$$\frac{\partial q_s}{\partial t} \approx \frac{Lq_s}{R_v\theta_0^2} \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (3.12)$$

Esta expresión y, consecuentemente el valor de  $q_s$ , se obtien a partir de la ecuación de Clausius-Clapeyron. Los últimos términos de la ecuación 3.11, expresados en diferencias finitas, representan una corrección cuando no se produce condensación en el tiempo  $(t - \Delta t)$ . Evaluando  $CD$  a partir de 3.6, 3.11 y 3.12, se puede reemplazar la ecuación termodinámica 3.8 por la expresión:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{[\frac{\theta'(t+\Delta t) - \theta(t-\Delta t)}{2\Delta t} + \gamma \cdot CH]}{1 + \frac{L^2 q_s}{C_p R_v \theta_0^2}} \quad (3.13)$$

donde  $CH$  es  $CD$  más el término  $\partial q_s/\partial t$ .

De esta manera, se obtienen los valores de las variables  $\theta$ ,  $q$  y  $c$  a posteriori de un cambio de fase. Para que el tratamiento explícito quede cerrado, resta aún resolver el problema de los transportes turbulentos en la vertical asociados con la convección, tal como los define, por ejemplo, la ecuación 3.3. Para ello, se presenta a continuación una discusión acerca de cómo se parametriza la difusión vertical en los modelos de mesoescala, para posteriormente presentar el esquema implementado en el LAHM.

### ***3.3.3. La inclusión de la difusión vertical***

Para estudiar este problema es bueno hacer un poco de historia y señalar que, en los modelos de mesoescala, las parametrizaciones de los flujos turbulentos (o difusión vertical) son extrapolaciones de los desarrollos para modelos de la capa límite atmosférica (CLA). Sin embargo, dado que los dominios de integración en la mesoescala superan en mucho a los de la CLA (sobre todo en la vertical) se presentan algunos problemas adicionales vinculados a la atmósfera libre. Por lo tanto, hay que prestar especial atención fuera de la CLA, ya sea por la existencia de efectos orográficos, o por la circulación de mesoescala sobre terrenos complejos en general. Las parametrizaciones de los flujos turbulentos en los modelos de mesoescala (que abarcan toda la tropósfera), deberán reconocer la estructura multicapas de la turbulencia en la atmósfera, en tanto que corren con la desventaja de tener una peor definición vertical que los modelos de CLA.

También es importante comprender qué procesos se están considerando sub-reticulares en un modelo de mesoescala, dado que eso dará una idea más clara de cómo representarlos. Por ejemplo, los flujos verticales en la atmósfera libre pueden estar asociados a convección profunda, a ondas de gravedad de propagación vertical o a inestabilidades propias de esta escala.

Existe una gran variedad de tratamientos para la turbulencia en la atmósfera libre, que van desde no incluirla, pasando por resolverla parcialmente, hasta utilizar extrapolaciones de los modelos de CLA. Cada una de estas opciones son muy dependientes de las características generales del modelo que las utiliza, de la resolución espacial con que se trabaje y, finalmente, del tipo de situación que se modela.

En el caso del modelo LAHM, tal como trabajaba originalmente, se desprecian los flujos turbulentos por encima de los 700 hPa (ver punto 3.1.2), en tanto que en la CLA resuelve estos flujos a través de un cierre de primer orden, donde el coeficiente de intercambio turbulento es una constante para cada nivel sigma. Esta forma de inclusión de la difusión vertical, si bien resultó satisfactoria para simulaciones de gran escala, no lo fué

a medida que se aumentó la resolución (ver los resultados de L\_AR\_AS\_nd en la Figura 3.4 b). Ello se debe, principalmente a que, en gran escala, se utiliza exclusivamente la parametrización de la convección de AS que resuelve los transportes turbulentos de calor y humedad de origen convectivo. Como la convección es la principal responsable de los transportes turbulentos en la vertical en esas escalas, el problema quedaba resuelto, al menos, parcialmente. Pero, como se señalara en la sección anterior, con el aumento de la resolución y el uso de un tratamiento explícito sí se requiere de una formulación para los transportes turbulentos en la vertical en, al menos, todos los puntos de la tropósfera donde hay convección.

A continuación, se analizan las características generales de la clausura de primer orden para los flujos turbulentos verticales (Uliasz, 1994), para luego describir en detalle la utilizada en este trabajo (Ross y Orlanski, 1982).

La clausura de primer orden, también llamada transporte gradiente o teoría K, utiliza una analogía formal entre la difusión molecular y la difusión turbulenta. Los flujos verticales turbulentos son expresados con la ayuda de los gradientes locales de las correspondientes variables medias:

$$\overline{w'\phi'} = -k_\phi \left( \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial z} \right) \quad (3.14)$$

donde  $\phi$  se refiere a cualquier variable de pronóstico y  $k_\phi$  es el llamado coeficiente de intercambio turbulento o difusión turbulenta. Usualmente, para el calor  $k_c = \alpha k_m$ , es decir es una función lineal del correspondiente para la cantidad de movimiento. A diferencia de la difusión molecular, la difusión turbulenta no es función del fluido sino que lo es del flujo. Por lo tanto, las difusiones turbulentas pueden depender del tiempo y del espacio, pero se las supone positivas. Esto implica que el flujo turbulento  $\overline{w'\phi'}$  está dirigido gradiente abajo de  $\phi$ , lo cual es una restricción seria a la generalidad de esta formulación, dado que algunas observaciones muestran que lo contrario también se produce.

Más allá de sus limitaciones, la teoría K ha demostrado ser útil para la parametrización de flujos turbulentos en modelos. Desde un punto de vista metódico, se las puede clasificar en dos categorías: i) las formulaciones empíricas, basadas en datos experimentales y, ii) las formulaciones semiempíricas, que pueden derivarse de ecuaciones de pronóstico para los momentos de segundo orden.

Dentro de i), las difusiones turbulentas pueden prescribirse *explícitamente*, como una función de la altura, o *implícitamente*, como una función de las variables medias y sus gradientes en un nivel dado. Se ha demostrado que las formulaciones explícitas son económicas y proveen resultados satisfactorios, pero no puede extenderse su uso más allá de la CLA. Su principal falla reside en el perfil fijo de K, que no permite la correcta simulación de capas internas. Estos impedimentos son evitados en las formulaciones implícitas que pueden presentarse en forma general como funciones del número de Richardson. De éstas últimas hablaremos con detalle a continuación. Para cerrar esta clasificación diremos que las formulaciones tipo i) están restringidas por la suposición que la turbulencia se halla en un balance estacionario con el flujo medio. En este sentido son superadas por ii) donde se utiliza el pronóstico de la energía cinética turbulenta como cierre al problema, lo cual implica, de alguna manera, un cierre de orden algo mayor que 1.

Esta clasificación para las clausuras de primer orden resulta útil para identificar que el modelo LAHM posee una formulación empírica explícita. En tal sentido, resulta claro que no es aconsejable su uso más allá de la CLA. Por esa razón se optó por incluir un esquema empírico implícito que, siendo sencillo, es mucho más adecuado para el tratamiento de la difusión vertical en la atmósfera libre. Dentro de los mismos, se adaptó el propuesto por Ross y Orlanski (1982), dado que se ha observado que representa estos flujos en forma satisfactoria dentro del amplio espectro de la mesoescala.

Como se desprende de la ecuación 3.14, el problema para una clausura de primer orden, se restringe a encontrar una expresión para el cálculo de  $k_p$ . Ross y Orlanski (1982), utilizaron como cantidad primaria para determinar la viscosidad turbulenta, el número de Richardson local ( $R_i$ ) definido como:

$$Ri = \frac{g}{\theta_0} \frac{\overline{\theta}_z}{\overline{u_z^2 + v_z^2}}$$

donde:

$$(\ )_z = \frac{\partial(\ )}{\partial z}$$

En estudios teóricos, siempre que se define un valor local de Ri, se utiliza la escala de longitud física apropiada para el fenómeno de interés de la dinámica de los fluidos. En cambio, el número de Richardson definido mediante un modelo numérico, posee las limitaciones propias de la resolución del mismo, que puede ser mucho mayor que la escala de la turbulencia que se desea parametrizar. Por lo tanto, el valor de Ri servirá como un valor algo más global con el cual se estaría indicando la sensibilidad del flujo medio a un efecto integral de la turbulencia que se desea parametrizar. De todas maneras, seguirá valiendo que si  $Ri \gg 0$  el flujo será muy estable, con escasa tensión turbulenta, en tanto que cuando  $Ri \ll 0$  se tratará de una estratificación muy inestable. La mayor dificultad se encuentra en hallar el valor crítico de Ri ( $Ri_c$ ) por debajo del cual la atmósfera se convierte en turbulenta. En el laboratorio, ese límite es cercano a 0.25, pero el valor para el Ri medio, representativo de la atmósfera modelada se acerca a la unidad, reflejando el hecho que representa condiciones medias sobre una capa vertical que puede contener regiones estables e inestables. Por lo tanto, si se eligen valores de viscosidad turbulenta máxima y mínima que se espera que ocurran en un área de retículo para condiciones extremas (Ri negativos o muy positivos), una aproximación directa sería representar la viscosidad turbulenta como una tangente hiperbólica de Ri centrada en el número  $Ri_c$ . Esta aproximación tiene la ventaja que se puede prescribir un rango ( $\Delta Ri$ ) que define el intervalo de transición desde baja a alta intensidad de turbulencia. Esto permite restar importancia a la elección de  $Ri_c$ , que siempre resulta un número bastante arbitrario. De acuerdo con lo anterior, Ross y Orlanski (1982) arriban a la siguiente expresión para el coeficiente de viscosidad turbulenta:

$$k_{\phi} = k_0 + (k_f - k_0)(1 - \tanh[(Ri - Ri_c)/\Delta Ri]) \quad (3.15)$$

donde  $k_0$  representa una cota mínima para el coeficiente (i.e.  $Ri$  muy grandes), en tanto que  $(2 \cdot k_f - k_0)$  una cota máxima (i.e.,  $Ri$  muy negativos).

En la atmósfera húmeda que interesa modelar, la variable apropiada para indicar inestabilidad en la expresión de  $Ri$ , debería ser la temperatura potencial equivalente más que la temperatura potencial. Sin embargo, se puede elegir otra manera para representar el efecto de la convección húmeda sobre la viscosidad turbulenta y es aumentando el valor de  $Ri_c$  en aquellas regiones del dominio que se sospecha son más turbulentas. Un parámetro sensible a lo antedicho es el movimiento vertical ( $w$ ) que resulta, entonces, un indicador de la intensidad de la turbulencia, permitiendo expresar el  $Ri_c$  como una función directamente proporcional al módulo de la velocidad vertical, de la siguiente manera:

$$Ri_c = (1 + \frac{|w|}{w^*}) Ri_{c0}$$

donde el parámetro  $w^*$  es una velocidad vertical crítica, que debe depender de la resolución horizontal del modelo numérico y  $Ri_{c0}$  es el número de Richardson crítico básico, que se supone igual a 1.

En síntesis, el esquema consiste en la determinación del coeficiente de difusión turbulenta,  $k_{\phi}$ , por medio de la ecuación 3.15. En esa expresión, intervienen parámetros que deberán ajustarse a cada modelo, de acuerdo a la resolución con que se trabaja. Esos parámetros son  $k_0$ ,  $k_f$ ,  $Ri_c$ ,  $\Delta Ri$  y  $w^*$ . De esa manera, se obtiene un coeficiente de viscosidad turbulenta que depende de la inestabilidad a través del número de Richardson y también de la intensidad de la convección a través del  $Ri_c$ . Pero es importante destacar que la difusión vertical así representada, no sólo parametriza ese proceso en áreas con convección sino que además actúa en el resto de la atmósfera (por encima de la capa de superficie) representando otras posibles fuentes de los transportes verticales de las distintas

cantidades.

En el capítulo siguiente, se mostrará la sensibilidad del modelo LAHM a la inclusión de esta formulación para la difusión vertical, tanto como complemento imprescindible a la alternativa explícita en el tratamiento de la convección, como suplemento a la difusión vertical de origen convectivo en el caso de utilizar AS.



# CAPITULO IV

## *Evaluación de la calidad de las simulaciones*

*En este capítulo, se analiza la calidad de las simulaciones a posteriori de los cambios realizados para trabajar en alta resolución (postulados en el Capítulo III). Para ello, se diseñaron experiencias con las cuatro situaciones sinópticas presentadas en el Capítulo II.*

### **4.1. El anidado telescópico**

Si bien no se ha mencionado anteriormente, existe un inconveniente de importancia a la hora de realizar experimentos en alta resolución cuando se parte de una base de datos iniciales de baja resolución. Básicamente, el mismo está relacionado con el error que se introduce al interpolar entre dos resoluciones muy diferentes; como en este caso, por ejemplo, en que se desea trabajar con una resolución horizontal de alrededor de 50 km y se cuenta con datos cuya resolución es de 250 km. Cabe destacar que hay técnicas específicas de inicialización y/o asimilación de datos para trabajar en escalas meso- $\beta$  y meso- $\tau$ , pero, dado que en sí mismas constituyen una línea de trabajo, no han sido utilizadas en la presente investigación. Existe otra alternativa para evitar el problema antes señalado, que se conoce con el nombre de anidado telescópico. La misma es una técnica que requiere el anidado sucesivo del modelo en sí mismo, en cada uno de los cuales se puede ir reduciendo el tamaño del retículo en una proporción de hasta 1 a 3 (i.e., distancia entre puntos en malla A =  $6^\circ$ , en malla B =  $2^\circ$ , en malla C =  $0.7^\circ$ , etc.) tantas veces como sea necesario hasta llegar a la resolución deseada. Este tipo de técnica es muy utilizada en la actualidad, y su uso se remonta al trabajo de Phillips (1979). Si bien es

posible la doble interacción entre dos retículos sucesivos, la interacción en un único sentido (i.e desde el de menor resolución al de mayor resolución) ha sido la más ampliamente adoptada en modelos de mesoescala y la escogida para este trabajo. En este caso particular, entonces, en el cual los datos iniciales poseen una resolución de  $2.5^\circ$  en latitud y longitud, se ha implementado esta técnica, realizando una simulación de baja resolución ( $1.2^\circ$  en latitud y  $1.35^\circ$  en longitud, que abarca el mismo dominio que los datos disponibles, mostrado en las Figuras 2.1, 2.2 y 2.7) a la cual se le anidó la de mayor resolución ( $0.4^\circ$  en latitud y  $0.45^\circ$  en longitud, para el dominio indicado dentro de las figuras antes mencionadas). La mejora obtenida en las simulaciones como consecuencia de la utilización de la técnica de anidado telescópico es importante (Nicolini y Saulo, 1995) por lo que su uso es altamente recomendable. Por lo tanto, las experiencias en alta resolución, tanto para el caso de la línea de inestabilidad como el del CCM, incluyen dicho tratamiento. No se utilizó para la simulación de la sudestada, dado que el conjunto de datos iniciales para ese caso posee una resolución de  $1.125^\circ$  en latitud y longitud.

#### *4.2 La difusión vertical*

En la sección 3.3.3. se presentó una alternativa para la inclusión de la difusión vertical en toda la tropósfera, como complemento para la utilización de la formulación explícita de la convección. Sin embargo, los resultados de las primeras experiencias (ver Figura 3.4 a y b), mostraron la necesidad de realizar ajustes cuando se aumenta la resolución, más allá de la alternativa de cambiar la parametrización de la convección. Uno de esos ajustes fué presentado en el punto anterior (anidado telescópico). El otro consiste en la utilización de la difusión vertical propuesta en 3.3.3, pero no sólo como complemento para la convección explícita, sino también para funcionar conjuntamente con cualquier otra parametrización de la convección.

La idea básica consiste en que, cuando se utiliza Arakawa-Schubert, se incluye un efecto de difusión vertical asociada a la convección parametrizada, que actúa sobre  $q$  y  $T$ .

Además, con la formulación de la difusión vertical original, también se resuelven los procesos difusivos en los niveles más bajos de la atmósfera. Sin embargo, en el resto de la atmósfera, la turbulencia de origen no convectivo, así como también el efecto de la de origen convectivo sobre otras variables (que no fueran  $q$  y  $T$ ) no era tenido en cuenta. Por esta razón se postula la inclusión de esta nueva parametrización de la difusión vertical para ser utilizada en forma general, independientemente de la parametrización de la convección seleccionada.

Si bien fueron necesarias gran cantidad de experiencias para ajustar los distintos parámetros intervinientes en la formulación de la difusión vertical ( $k_0$ ,  $k_f$ ,  $Ri_c$ ,  $\Delta Ri$  y  $w^*$ ), sólo se mostrarán los resultados obtenidos una vez fijado el valor de los mismos.

Igualmente es interesante analizar el efecto de esos parámetros a partir de la expresión 3.15. De allí rápidamente surge que, una variación tanto de  $k_0$  como de  $k_f$  produce una variación en el mismo sentido del coeficiente de viscosidad turbulenta,  $k_t$ . Por otra parte, el valor de  $Ri_c$  (influenciado a su vez por  $w^*$ ) tiene la función de, a medida que se torna mayor que 0 (que sería el valor "ideal" en experiencias de laboratorio) hace que la atmósfera pueda más fácilmente ser convectivamente inestable y, por consecuencia, deba aumentar la difusión, de acuerdo con la formulación elegida para  $k_t$ . Finalmente, el  $\Delta Ri$  modula la función de tal manera que a valores mayores, el coeficiente de viscosidad resulta mayor y viceversa. Un valor mayor de  $k_0$ , entonces, resulta en un mayor efecto difusivo. En definitiva, al suavizarse los campos, se reduce el grado de inestabilidad en la atmósfera modelada y consecuentemente, la precipitación asociada. Un valor menor del coeficiente de viscosidad, en tanto, produce el efecto contrario.

El modelo corrido en alta resolución resultó muy sensible a la inclusión de la nueva formulación para la difusión vertical. De hecho, la parametrización de la turbulencia pre-existente en el modelo (sección 3.1.2.) fue insuficiente para complementar la opción explícita en el tratamiento de la convección: el modelo rápidamente se inestabilizaba computacionalmente a causa de las fuertes inestabilidades no atenuadas por el esquema original. Es decir que el rol de la difusión vertical como complemento de la convección explícita es crucial para el funcionamiento del modelo con esa parametrización.

Tomando como punto de partida los valores utilizados por Ross y Orlanski (1982) para los distintos parámetros intervinientes en 3.15, y teniendo en cuenta la dependencia de los mismos con la resolución espacial (que en lo sucesivo será del orden de 40 km en la horizontal), se realizaron una serie de experiencias para ajustar los coeficientes mencionados. Dado que el campo más sensible a los cambios en la difusión vertical fué la precipitación, los ajustes se realizaron de tal manera de obtener valores de precipitación razonables, sin perder de vista, por supuesto, el resto de las variables simuladas por el modelo, así como también la magnitud esperable de los coeficientes en cuestión. Cabe destacar la naturaleza empírica de los parámetros intervinientes en la parametrización de la difusión vertical, lo cual justifica el método utilizado para establecerlos, así como también permite una cierta variabilidad de los mismos. Lo importante es que el modelo, a variaciones razonables, no presenta cambios significativos en los distintos campos que se pronostican. La Tabla 4.1 muestra los valores asignados a cada uno de los coeficientes.

**TABLA 4.1**

<i>parámetro</i>	<i>valor asignado</i>	<i>variación</i>
$k_0$	$10 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$	$\pm 5$
$k_f$	$50 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$	$\pm 10$
Ric	$f(w, w^*)$	
$w^*$	$2.5 \text{ cm/s}$	$\pm 0.5$
$\Delta Ri$	5	$\pm 1$

Para ilustrar el efecto de la parametrización propuesta, se presentan a continuación, los campos de precipitación acumulada obtenidos para las tres situaciones sinópticas elegidas. En todos los casos, se ha utilizado la parametrización de la convección de

Arakawa y Schubert (AS), en tanto que se compara la difusión vertical original (calificador "nd" en los distintos experimentos, descrita en la sección 3.1.2) con la formulación nueva (calificador "d"), tomando los parámetros establecidos en la Tabla 4.1. Las demás características de los experimentos, pueden observarse en la Tabla 4.2. Se han elegido los campos de precipitación acumulada por ser los que muestran más contundentemente el efecto que se analiza, aunque, en la sección siguiente, se analiza la calidad de las simulaciones en base a otras variables. Además, es conveniente destacar que la precipitación es la resultante de todos los procesos que ocurren en una columna, acumulados durante un cierto período (i.e. 24 horas), por lo tanto es una variable muy integradora de lo que sucede con la física del modelo.

Cabe aclarar que en todas las figuras donde se presentan salidas del modelo, se han blanqueado las regiones en que la topografía excede los 1500 m para todas las variables entre superficie y 850 hPa, debido a los problemas de interpolación (pasaje de superficies sigma a superficies de presión constante) sobre las regiones donde la orografía es muy abrupta.

La Figura 4.1 muestra el campo de precipitación acumulada entre las 12 utc del 12/4/83 y las 0 utc 13/4/83. Se ha tomado ese período con el fin de analizar la precipitación asociada al pasaje de la línea por la provincia de Buenos Aires y no su fase posterior (ver la aclaración al respecto en la sección 2.2.1), dado que, a más de 36 horas, la calidad del pronóstico (sobre todo el de lluvia) decae considerablemente. Esto se observó mucho más claramente en este caso que en las restantes situaciones analizadas. Probablemente, ello se debe a que el modelo fue inicializado con mucha anticipación en relación al momento del inicio de la línea convectiva, que se comenzó a formar a las 12 utc del 12 de abril, 24 horas después de iniciada la corrida en baja resolución y 12 horas después del comienzo de la anidada. Como se señalara en la sección 2.2.1, y de acuerdo con lo analizado por SL, hubo que remontarse bastante en el tiempo para capturar con este experimento los procesos baroclínicos que dieron lugar a la ocurrencia de la línea.

La Figura 4.1 (a y b) ilustra claramente la gran sensibilidad al cambio en la difusión vertical (obsérvese que las isolíneas son diferentes en a y b), produciéndose

mucha más precipitación en el caso L\_AS\_nd (4.1 a) que en el L\_AS\_d (4.1 b), lo cual está dentro de lo esperado. Si se comparan, en tanto, los experimentos con las observaciones (ver Figura 2.4) se encuentra que el cambio ha resultado en una importante mejora del pronóstico de precipitación al norte de la provincia de Buenos Aires y sur de Santa Fé (tener en cuenta que no se está analizando la precipitación ocurrida a posteriori de las 0 utc, caída en la zona de Entre Ríos). El posicionamiento e intensidad del máximo principal (localidad de Las Chacras, 59.5°W 34.1°S) es muy satisfactorio. El máximo secundario se ha sobreestimado (los dos máximos simulados son de prácticamente la misma intensidad) y su posición está más hacia el NE (el observado se halla en 63.8°W 33.5°S aproximadamente). En relación a este segundo centro, se podría pensar que el modelo tiende a adelantarse a la realidad y, en tal sentido, genera una zona de precipitación hacia el norte de la primera, asociada al avance del sistema. Es interesante notar que la difusión vertical no ejerce un efecto igual sobre toda la región. Hay un centro que se ve notoriamente más afectado por el cambio en la difusión, en tanto que la zona presumiblemente asociada a convergencia frontal, no lo es tanto. De este comportamiento, se puede inferir que se han amortiguado las inestabilidades asociadas a las menores escalas mientras que los ascensos de mayor escala y la condensación resultante no han sido tan afectados. En secciones siguientes se verán más elementos que sostienen lo antedicho, que, de hecho, es la respuesta esperada en función de la formulación teórica de la parametrización de la difusión vertical utilizada.

Un comportamiento análogo al descrito anteriormente, pero ahora para el caso del complejo convectivo de mesoescala (A), se observa en la Figura 4.2 donde se muestra el campo de precipitación acumulada entre las 18 utc del 30 de marzo y las 12 utc del 31 de marzo. Nuevamente, son necesarias algunas salvedades para comparar estos campos con las observaciones, que cubren un período mayor (entre las 12 utc del 30/3 y las 12 utc del 31/1). En este caso, el seguimiento de las libretas meteorológicas, permite establecer que el sistema de interés no produce precipitación con anterioridad a las 18 utc, en tanto que la zona de precipitación sobre el centro y sur de la provincia de Buenos Aires, sí se generó con anterioridad a las 18 utc. Si se compara lo obtenido con lo observado en la Figura 2.5 (dentro de la zona de interés identificada en la sección 2.2.2), se encuentra que ahora es bastante más difícil asociar las áreas de precipitación observadas con las

simuladas, si bien sigue siendo claro que el experimento con la nueva difusión, mejora en mucho los resultados obtenidos. En la Figura 4.2 b, se detecta una región con precipitaciones importantes entre los 32° y los 34°S, que no estaría asociada al CCM A sino al frente caliente productor de las precipitaciones detectadas al sur de 32° en las observaciones (ver imagen satelital de las 6 utc en la Figura 2.9 a). Es probable que el CCM A esté asociado a los otros dos centros de precipitación intensa, uno centrado en 30°S y el otro al NW del anterior. Tanto en posición como en intensidad, se aprecia que el más débil (de alrededor de 80 mm) está más acorde con las observaciones que el más intenso (que supera los 250 mm).

En cuanto al segundo CCM, se presenta la Figura 4.3 que se puede comparar en su totalidad con la observación (Figura 2.6). Es importante destacar que, en este caso, se está evaluando la precipitación acumulada durante las últimas 24 horas de integración, período en el que se espera un cierto deterioro en la calidad de la simulación. De igual manera que en los casos anteriores, la experiencia sin difusión (fig. 4.3a) presenta una sobreestimación de la intensidad de precipitación sobre toda la región (notar que hay 30 mm entre dos isoyetas sucesivas), al tiempo que el máximo principal se encuentra unos 7° al sur del observado. En cambio, se observa una buena correspondencia del campo de precipitación para el experimento CCM\_AS\_d con las observaciones, que es mayor en cuanto a la intensidad (205 mm aproximadamente), ya que persiste un desvío hacia el sur en el posicionamiento del máximo (aunque ahora es sustancialmente menor). El modelo no logra reproducir la precipitación en la región central y norte de la provincia de Buenos Aires, producto del ingreso de un nuevo sistema aunque sí captura las primeras manifestaciones de ese pasaje, a la altura de Río Negro (ver Figuras 2.7 c y d y la imagen satelital de la hora 6 utc del 1/4, en la Figura 2.9 d).

Para finalizar se presenta la Figura 4.4, que corresponde al caso de la sudestada y en donde se ha ploteado la precipitación acumulada entre las 12 utc del 11/11/89 y las 12 utc 12/11/89. Es notorio cómo disminuye la intensidad de precipitación entre ambos experimentos, detectándose algo similar a lo ocurrido con las otras experiencias, también en cuanto a que no todas las regiones son afectadas de la misma manera por el cambio de la difusión vertical. Virtualmente desaparecieron zonas de abundante lluvia en Uruguay.

Analizando la precipitación asociada al ciclón se observa que hay una sobreestimación (para S\_AS\_d) de la precipitación en la región central y este de Buenos Aires, y un leve desplazamiento hacia el norte de la otra rama asociada a las máximas precipitaciones producidas por el sistema, que en magnitud resultaron bastante coherentes (notar que se observaron 216 mm en una localidad, pero a pocos kilómetros de allí, la precipitación cae a 100 mm y 150 mm). El modelo genera un centro con importantes precipitaciones centrado en 62°O, 28°S que no se registra en las observaciones. El mismo se forma en las primeras horas del período en que se ha acumulado (i.e, entre las 12 y las 15 del 11/11/89) y se asocia al frente frío que afectaba el noreste del país en esas horas (ver Figura 2.10 a). Asociadas con ese frente, se reportaron tormentas en esa zona. El mismo origen tiene la lluvia sobre el centro de la provincia de Buenos Aires. Es probable, entonces, que el modelo presente un cierto retardo en la simulación de esas precipitaciones, que se produjeron pocas horas antes de las 12 utc.

Si bien en la sección que sigue se analizará más profundamente la calidad de las simulaciones con la difusión vertical propuesta, tanto en relación a los campos de precipitación como a otras variables, las figuras presentadas hasta ahora permiten extraer algunos resultados importantes:

- i) el campo de precipitación es muy sensible a la inclusión del nuevo tratamiento propuesto para la difusión vertical;
- ii) de la comparación con las observaciones, surge que la representación del campo de precipitación mejora sustancialmente con el nuevo tratamiento;
- iii) evidentemente, el aumento de resolución genera inestabilidades de menor escala que no pudieron ser resueltas por el tratamiento anterior (que sólo parametriza la difusión vertical en capas bajas de la atmósfera) en conjunción con el esquema de AS (que parametriza la difusión vertical en q y T de origen convectivo);
- iv) el tratamiento propuesto consigue modular mejor esas inestabilidades de menor



escala, lo cual se percibe en el mayor control que ejerce sobre los centros de precipitación espúreos (y/o con máximos irreales);

v) no fué posible implementar la parametrización explícita de la convección con la difusión vertical pre-existente, por generarse fuertes inestabilidades.

De lo señalado anteriormente, resulta aconsejable continuar en lo sucesivo con la nueva parametrización de la difusión vertical cuando se trabaja con alta resolución, independientemente del tratamiento de la convección que se elija. La diferencia registrada en la precipitación acumulada, en cierto modo obliga a deshechar el tratamiento anterior, que muestra una baja calidad en la representación de la lluvia y presumiblemente, de los procesos termodinámicos en general.

#### ***4.3 Análisis de la calidad de las simulaciones***

Lo presentado en las secciones anteriores, permite establecer cuáles serán las características de las experiencias de control para cada situación sinóptica, que se encuentran detalladas en la Tabla 4.2 (L\_AS\_d, CCM\_AS\_d, S\_AS\_d para la línea, los CCM y la sudestada respectivamente). En esa tabla, se incluyen datos acerca de la hora de inicialización, tiempo de duración del experimento, etc. El dominio de integración (en alta resolución) utilizado para la línea y los CCM (que es el mismo) se encuentra señalado en las figuras del Capítulo II, abarcando la región entre 18.6°S y 45°S; 75°O y 48 °O (Figura 3.2). Para la sudestada, el dominio prácticamente coincide con la región de los análisis (Capítulo II), entre 10.875°S y 59.625°S; 99°O y 40.5°O (Figura 3.3).

Es oportuno mencionar que el cambio de dominio entre los experimentos de sistemas convectivos en mesoescala y la ciclogénesis obedece, en parte, a la ubicación del fenómeno a estudiar y a la escala espacial del mismo. Además se consideró importante evaluar la respuesta del modelo en condiciones óptimas (i.e. caso ciclogénesis con mejor

resolución en los datos iniciales y mayor dominio de integración) vs. las condiciones más habituales (menor resolución en los datos iniciales, menor dominio de integración para garantizar tiempos de cómputos razonables). Todas las figuras que se presentan en este capítulo han sido levemente recortadas en los bordes, para mejorar la claridad de las mismas (hay que tener en cuenta que la interpolación de niveles sigma a niveles p genera cierto "ruido", sobre todo en los bordes).

En esta sección, entonces, se evaluará la calidad de las simulaciones para las cuatro situaciones, utilizando para ello los experimentos de control, que corresponden a la inclusión del anidado telescópico (para la línea y los CCM), Arakawa y Schubert como parametrización de la convección y la difusión vertical propuesta, todos ellos en alta resolución.

#### ***4.3.1 La simulación de la línea de inestabilidad***

Los resultados obtenidos para la experiencia L\_AS\_d se ilustran en la sucesión de Figuras 4.5 y 4.6. En estas figuras se presentan los mismos campos con los que se caracterizara la situación sinóptica en la sección 2.2.1, pero ahora para una región más pequeña, donde el modelo se corrió con alta resolución (que es la región enmarcada dentro de las Figuras 2.1).

A las 12 utc del 12/4 (fig 4.5 a), se observa a partir de la región de mínimos de vorticidad relativa (mucho más intensos que en el análisis) que el frente se encuentra algo más al norte que el observado, probablemente como consecuencia de la mayor intensidad que presenta el viento del sudoeste sobre la provincia de Buenos Aires. En general, si bien la circulación es correctamente representada, en toda la región la presión es menor que la observada. Algo similar se detecta en 500 hPa, aunque acentuado sobre el centro y norte de la región modelada, efecto que conduce a un debilitamiento del gradiente de geopotenciales en ese nivel. Se observa una vaguada de onda corta sobre el NE de la

provincia de Buenos Aires. La posición de la corriente en chorro es correcta aunque su extensión longitudinal estaría algo sobreestimada. La Figura 4.5.b, si bien no puede compararse con observaciones (al igual que la d), se incluye para ilustrar la evolución temporal del sistema modelado. En cuanto al centro de mínimos de vorticidad, se lo puede asociar a la presencia de una región con mayor actividad, dentro de la zona frontal. La dimensión relativa del mismo y sus características se corresponden con las de una línea convectiva. En tal sentido, su posición se puede comparar con las sucesivas posiciones de la línea de inestabilidad ploteadas en la Figura 2.3. Esa comparación corrobora lo antedicho respecto al posicionamiento más al norte del sistema en la simulación, que se sostiene prácticamente durante todo el experimento.

En la Figura 4.5c, si bien la línea está bien posicionada (ver figura 2.3), el frente frío se encuentra más al norte, a juzgar por la posición de los mínimos de vorticidad, que siguen siendo mucho más intensos. En altura es notorio el debilitamiento del gradiente en 500 hPa, en tanto que persiste la vaguada de onda corta presumiblemente asociada a la región convectivamente más activa. La corriente en chorro está bien posicionada en latitud aunque tiene, nuevamente mayor extensión longitudinal, y es levemente menos intensa. Esto último también confirmaría la dificultad del modelo para capturar correctamente la intensidad de los gradientes de geopotencial en niveles altos.

El decaimiento posterior del sistema (Figuras 4.5 d y e) es acorde a lo observado, si bien persisten las tendencias señaladas anteriormente. Es evidente que la entrada del anticiclón del Pacífico no ha sido correctamente representada por el modelo, dando lugar a un avance mucho más rápido del sistema que el real. La Figura 4.6 en tanto, proporciona información acerca de la humedad de esta masa de aire y puede compararse con la Figura 2.2. Nuevamente, si bien la circulación presenta el desvío analizado previamente, la humedad de la masa de aire se encuentra consistentemente bien representada. Es interesante destacar en este último grupo de figuras, que se detecta una línea de giro de viento desfazada (i.e. adelantada) respecto a la de máximo gradiente de humedad específica. Estos patrones podrían interpretarse como indicativos de la posición de la línea (giro del viento) en relación al frente frío.

Del análisis de estas figuras, conjuntamente con la correspondiente al campo de precipitación (Figura 4.1b), se puede concluir que el experimento L\_AS\_d captura correctamente los patrones generales del sistema y su intensidad. Sin embargo, se detecta un debilitamiento del sistema en altura y un avance más rápido, sobre todo en su fase inicial (entre las 12 utc del 12/4 y las 0 utc del 13/4), lo cual conduce a un posicionamiento del frente y la línea convectiva algo más al norte que el señalado por los análisis. Esto explica la aparición adelantada del segundo máximo de precipitación, que en el modelo se genera entre las 21 UTC del 12/4 y las 0 utc del 13/4. Cabe destacar que la resolución del conjunto de datos iniciales, genera una incertidumbre en la posición de cualquier sistema de igual orden que el espaciamiento entre puntos, que justificaría en parte lo observado en este experimento.

Si bien no se poseen observaciones en alta resolución para cotejar con mayor precisión los resultados obtenidos, es destacable la potencialidad del modelo para simular con 36 horas de anticipación una situación fuertemente condicionada por un fenómeno de escala sub-sinóptica, como es una línea de inestabilidad. Asimismo, tanto el campo de precipitación como el de vorticidad relativa, ofrecen información acerca de las regiones con mayor actividad, a la cual no puede accederse con modelos de menor resolución (de hecho, los análisis no muestran la existencia de tales zonas).

#### ***4.3.2 La simulación de los complejos convectivos de mesoescala***

Según lo discutido en la sección 2.2.2, resulta de utilidad describir un CCM a partir de tres estadios claves en su evolución: la génesis, la maduración y el decaimiento. Las Figuras 2.7 a, b, c y d representan esas etapas (para los dos casos), según los análisis. A continuación, entonces, se presentan análogamente, los períodos simulados con CCM\_AS\_d, con el doble propósito de verificar la calidad de la simulación y de detectar los patrones descritos en el Capítulo II. Sin embargo, en lugar de caracterizar la etapa de génesis del caso A con la hora 0 utc del 31/3, se lo hará con la hora 6 utc del 31/3.

Si bien este cambio no permite comparar estrictamente la Figura 2.7 a con su contraparte simulada (Figura 4.7 a), se ve justificado por varias razones: i) el objetivo es caracterizar una etapa, que no necesariamente se deba observar 12 horas antes de la maduración (de hecho, el caso elegido tiene un tiempo de vida total de 9 horas); ii) el experimento anidado se inicializó a las 18 utc del 30/3 y, en algunos casos el ajuste del modelo toma más de 6 horas, que es el tiempo que transcurre hasta las 0 utc del 31/3; iii) el trabajo de Maddox (1983), al depender de los radiosondeos, se ve limitado a realizar análisis cada 12 horas, ya que no posee una frecuencia mayor, limitación que se ve superada al realizar simulaciones.

La Figura 4.7 a representa la etapa de formación o génesis del caso A simulada con CCM\_AS\_d. En la misma se detectan algunos de los patrones descritos por Velasco (1994) y Maddox (1983): una región con mínimos de vorticidad asociada a máximos de  $\Theta_e$  en capas bajas, y una con flujo débil del norte en 850 hPa. Se destaca la intensidad de las zonas afectadas por convergencia, la más importante asociada al centro en donde a estas horas está precipitando abundantemente (ver Figura 4.2 b) y luego la convergencia producida por el intenso flujo del este que choca contra Los Andes. En altura, no se observa ningún patrón importante, con una cuña poco intensa afectando gran parte del dominio. También se observa la gran humedad de la masa de aire, aún en 500 hPa, con un máximo bien identificable en la zona de génesis del CCM A. La corriente en chorro, si bien se ha posicionado correctamente, es algo más débil.

Seis horas más tarde, a la hora más cercana al momento de máxima intensidad del sistema (Figura 4.7 b), casi todos los campos se comparan bien con los análisis (Figura 2.7 b). Sin embargo, se observa que las  $\Theta_e$  son menores, y también la presión en 1000 hPa. Esto último podría indicar que el modelo detecta más claramente los mínimos de presión sobre esa región que los análisis (recordar lo señalado en la sección 2.2.2 acerca de las cartas del SMN). Sobre el centro y el norte del dominio en 500 hPa, persiste la subestimación de las alturas, al igual que se señalara para el caso de la línea. Sin embargo, aparecen dos signos claros de la presencia del CCM A que son la vaguada de onda corta sobre esa región en conjunción con los máximos de humedad y el máximo bien localizado (aunque algo débil) del viento en 300 hPa. Debe destacarse que se ha intensificado el

viento del norte en 850 hPa, y el núcleo con vorticidades ciclónicas, en forma más acentuada que en los análisis. El vórtice original se ha desplazado levemente más al norte en tanto que refuerzan notoriamente los ubicados entre 28°S y 30°S, todos ellos asociados a la lengua cálida y húmeda. En cuanto a la convergencia, es interesante destacar la débil divergencia asociada al CCM A (producto de la intensa precipitación en esos momentos) y la gran convergencia al NE, zona de la posterior generación del CCM B.

Lo que sugiere la simulación en esta etapa es la existencia de tres zonas más activas, que claramente poseen su correlato en el campo de precipitación acumulada (Figura 4.2): una más débil centrada en 32°S aproximadamente, una moderada y de menor extensión en 30°S y otra más hacia el oeste, de mayor intensidad en todos los parámetros evaluados, ubicada alrededor de los 28.5°S (núcleos en 1000 hPa, de la fig 4.7 b).

La Figura 4.7 c, correspondiente a las 0 utc del 1/4 también se compara favorablemente con los análisis, aunque, como se mencionara en la sección 2.2.2, no presenta las características de la fase de disipación debido a la inminencia del segundo CCM que altera claramente el patrón en la región, que se asemeja más al de una etapa de génesis. (corriente en chorro en capas bajas, máximos de  $\Theta_e$ , mínimos de vorticidad) que a una de disipación (en la que se esperaría campos menos organizados). Algo similar ocurre con el de las 18 utc del 31/3, por eso no se lo incluye para caracterizar la etapa de disipación del CCM A. Sin embargo, en cuanto a la posibilidad de caracterizar la etapa de génesis del segundo evento, debemos destacar, primero la mayor intensidad del vórtice ciclónico caliente que parecería haber quedado como residuo del sistema anterior, pero que ahora se profundiza notoriamente, organizado en un único máximo. En combinación con ese centro de máxima vorticidad ciclónica, se ubica una región con importante convergencia, ubicada sobre la zona con máximos de  $\Theta_e$ . Segundo, un viento norte en 850 hPa más intenso y mejor acoplado con el vórtice caliente. Ambos efectos no pueden detectarse en los análisis, y constituyen los rasgos más importantes en el ciclo de vida de un CCM. En 500 hPa persiste la vaguada de onda corta inmersa en la cuña de mayor escala, en fase con los máximos de humedad. En cuanto a la corriente en chorro, se encuentra, al igual que en horas anteriores, menos organizada que en los análisis.

La etapa madura del CCM B está representada por la Figura 4.7 d que también puede compararse con los análisis. En este caso, se observa que se ha subestimado la intensidad de la lengua cálida y ha desaparecido el flujo del norte del centro del dominio en capas bajas. También en altura la simulación presenta indicadores más débiles. Todos los campos, excepto el vórtice en capas bajas, se encuentran más desorganizados que lo observado. Esto corrobora lo señalado anteriormente acerca de la pérdida en la calidad de la simulación a posteriori de las 36 horas. Se observa, entre tanto, el ingreso de un sistema desde el sur.

Para cerrar esta comparación, se incluyen los cortes verticales de omega, viento horizontal y vorticidad (Figura 4.8 a), tomados en  $30^{\circ}\text{S}$ , que es la latitud que mejor se corresponde con la región de mínimos de vorticidad (correspondientes a los CCM) durante toda la simulación. La comparación con los análisis es posible (y sólo parcialmente) en términos de evolución temporal, dado que la diferencia en intensidad es de alrededor de un orden de magnitud y es casi totalmente atribuible a la falta de calidad de los campos analizados de omega (Trenberth, 1991). La sucesión temporal de la Figura 4.8 a indica que el caso A es correctamente representado, ya que se observan ascensos débiles en toda la tropósfera durante la etapa de génesis, que posteriormente se incrementan en un orden de magnitud a la hora de madurez, para disminuir muy gradualmente entre las 18 utc del 31/3 y las 0 utc del 1/4. El segundo caso, en tanto, registra una variación temporal menos clara y definitivamente más débil, lo cual concuerda con los distintos campos modelados para las 12 utc del 1/4 (Figura 4.7 d). De todos modos, y de acuerdo con lo presentado en la sección 2.2.2, existe una mayor coherencia en el campo de omega simulado (en relación con las características del evento) que en el analizado. En cuanto a los demás campos ploteados en la Figura 4.8 a, se nota (tal como se señalara anteriormente) la advección cálida y, muy claramente, la presencia del centro con vorticidad ciclónica, que tiene un importante desarrollo vertical. La Figura 4.8 b, complementa la información acerca de la estructura vertical de estos sistemas, caracterizados por un centro cálido en capas bajas y medias, y frío por encima. La evolución temporal de estos espesores muestra una variación mayor que los análisis, no pudiéndose reconocer claramente el comportamiento sugerido por Maddox (1983). Cabe destacar que se han realizado cortes verticales en distintas latitudes para los distintos tiempos, siendo el de  $30^{\circ}\text{S}$  el que mejor

muestra el patrón buscado en todos los casos.

Como síntesis, se considera que la simulación de ambas situaciones presenta una similitud razonable con los análisis, al tiempo que mejora la representación de los efectos de menor escala asociados a la dinámica de un CCM: el vórtice caliente y el patrón de velocidad vertical. En particular, captura muy bien la persistencia del vórtice caliente que crea las condiciones para que se regenere un sistema de características similares. En cuanto al campo de precipitación se detecta un error en el posicionamiento de los centros de máxima precipitación asociados al CCM A, presumiblemente provocado por la sobreestimación del viento del este (sobre la región NE del dominio) que acentúa la convergencia y el ascenso a sotavento de los Andes. Este efecto desaparece en horas posteriores, y el campo de precipitación en el período subsiguiente se asemeja más al observado, si bien la región de máximos se ubica algo más al sur. Es importante señalar que la simulación de ambos eventos implicó la continuación del experimento por 48 hs, obteniéndose, a pesar de ello, buenos resultados. Además, se destaca la gran dificultad que ofrece el pronóstico de una situación de estas características a partir de la información que se desprende de los análisis, lo cual se pudo resolver con el uso del modelo.

#### ***4.3.3 La simulación de la sudestada***

Para evaluar la calidad de esta simulación, se tomarán los campos correspondientes a las horas 0 y 12 utc del 12/11/89 y 0 utc del 13/11/89, que se encuentran en las Figuras 4.9 a, b y c respectivamente y que se pueden comparar con las Figuras 2.10 b, c y d. Analizando la evolución temporal del sistema, se observa que el modelo captura bien la intensificación y el desplazamiento del ciclón en toda la tropósfera. A las 0 utc del 12/11, el mínimo de presión se localiza al norte y presenta un aspecto más elongado que en los análisis. En las horas siguientes el ciclón tiende a simularse levemente más al este. Su intensidad se ve subestimada por el modelo en todos los niveles, lo cual, se percibe claramente en el campo de espesores que en todas las horas indica una menor



baroclinicidad que los análisis. La presencia de la lengua cálida y húmeda sobre Uruguay y sur de Brasil es bien simulada, aunque el gradiente se ve levemente subestimado por la simulación en las tres horas analizadas.

En cuanto a la posición e intensidad de la corriente en chorro en 300 hPa, el modelo captura correctamente el patrón de mayor escala, pero no logra representar la rama que se forma al norte del ciclón, excepto en la última hora analizada (Figura 4.9 c). La otra rama más meridional de la corriente en chorro tampoco es bien representada, ambas falencias estarían indicando que la vaguada en 300 hPa no se ha simulado con la intensidad que tuvo.

Respecto a la simulación de la sudestada, el modelo no registra estrictamente su presencia sobre el estuario del Río de la Plata a las 0 utc del 12/11. Sí se observa viento del sudeste sobre la costa bonaerense, pero algo más al sur. En cambio, a las 12 utc de ese mismo día, sí se detecta la sudestada, bien posicionada pero algo menos intensa. También registra correctamente los fuertes vientos sobre la costa uruguaya en las horas posteriores.

En cuanto a lo señalado en la sección 4.2 respecto al cierto retardo que parecería mostrar la simulación en relación a los análisis, se puede agregar aquí que el campo simulado para las 0 utc del 12/11 (Figura 4.9 a) se asemeja a una situación intermedia entre las 12 utc del 11/11 y las 12 horas subsiguientes (ver Figuras 2.10 a y b), a juzgar por el aspecto y posición del ciclón en superficie y a la ubicación e intensidad de la vaguada en altura. Tampoco se observa el debilitamiento del ciclón en superficie identificado en los análisis entre las 12 utc del 12/11 y las 0 utc del 13/11. La simulación, en ese período, muestra una intensidad igual en el ciclón de superficie y una intensificación del sistema en altura, que se observa más claramente a partir de la corriente en chorro. Lo señalado anteriormente, explica en parte las diferencias entre los campos simulado y observado de precipitación acumulada. Para cerrar esta hipótesis, se incluye la Figura 4.10 que es el campo de precipitación acumulada entre las 15 utc del 11/11 y las 15 utc del 12/11. El patrón de precipitación ahora se asemeja más a las observaciones, en tanto que han casi desaparecido las áreas de lluvias cuestionadas en la sección 4.2.

#### ***4.4 Síntesis de los principales resultados del Capítulo IV***

Básicamente, en este Capítulo se han presentado los resultados a que se arribó ajustando el modelo mediante un tratamiento más adecuado de la difusión vertical y de la inclusión del anidado telescópico. De tal manera, se ha evaluado lo que de ahora en más se denominará experiencia de "control", para cada una de las situaciones sinópticas descritas en el Capítulo II, y que utiliza (además de las modificaciones propuestas) el esquema de parametrización de la convección de Arakawa y Schubert. La denominación "control" de estos experimentos responde a que para los mismos se utilizan tratamientos ya testeados, sin que ello signifique (necesariamente) resultados óptimos.

En líneas generales, se puede considerar que las diferentes simulaciones son satisfactorias, ya que se pueden identificar los aspectos claves de cada uno de los sistemas, en lo que hace a su intensidad, evolución temporal y ubicación. Esto se ha corroborado en base al análisis de distintos campos (geopotencial, temperatura adiabática equivalente, humedad específica, velocidad vertical, precipitación acumulada en superficie, campo de espesores, etc.). El modelo permitió realizar, en todos los casos, simulaciones con una antelación entre 24 y 48 hs, con lo cual se constituye en una alternativa interesante para el pronóstico de situaciones severas sobre la región. Se ha notado una disminución de la calidad de las simulaciones a posteriori de las 36 horas.

Se ha detectado un error común a las distintas situaciones sinópticas: una subestimación de la intensidad de los sistemas, caracterizada por un debilitamiento de la baroclinicidad asociada a los mismos, efecto que se acentúa notoriamente con la altura (i.e. los gradientes de geopotencial en 500 hPa y la corriente en chorro en 300 hPa resultaron más débiles).

En cuanto a los sistemas convectivos en mesoescala, se ha encontrado una respuesta satisfactoria del modelo, si se tiene en cuenta la escasa información que se desprende de los análisis de mayor escala respecto a la ocurrencia de tales fenómenos. Tanto para la

línea de inestabilidad como para los CCM, el modelo captura con mucho más detalle las estructuras dinámicas en lo referente, por ejemplo, a la evolución temporal de los centros de vorticidad ciclónica. Esto fue particularmente interesante en la simulación de los dos CCM sucesivos.

Hubo una dificultad en la ubicación exacta de los diferentes sistemas. Este es un problema difícil de cuantificar, dado que en no todos los campos se verifica de la misma manera: por ejemplo, una falencia en la ubicación de un centro de precipitación acumulada, es un efecto resultante de un proceso integrado en 12 o 24 horas. En tanto que un posicionamiento erróneo de un mínimo de vorticidad o de un eje de vaguada, es un dato instantáneo, si bien resulta claro que es la consecuencia de un proceso previo. En el caso de la línea, por ejemplo, la posición de los mínimos de vorticidad se simuló al norte de lo observado (sobre todo alrededor de las 12 utc del 12/4), pero el máximo de precipitación en Las Chacras se posicionó correctamente. Sin embargo se simuló un centro de abundantes lluvias al norte del anterior que en la realidad ocurrió algunas horas después, indicando que efectivamente la línea simulada se adelantó a las observaciones. En el caso de los CCM, la verificación fue más complicada, debido a la dificultad de asociar los centros de precipitación simulados con los observados. Sí fue notoria la sobreestimación de la convergencia a sotavento de Los Andes, que determinó un corrimiento del campo de precipitación asociado al CCM A hacia el oeste de lo observado. En el caso del CCM B, este desvío resultó ser algo más débil y hacia al sur. De todas maneras, es interesante remarcar que los máximos de precipitación observados el día 31/3 no coinciden con la trayectoria del CCM B señalada por Velasco y Fritsch (1987), que, efectivamente, se produjo al sur de los máximos de precipitación.

Para el caso de la ciclogénesis, en cambio, los resultados son algo diferentes, dado que se ha detectado un leve retardo en la simulación. De todas maneras, se mejoró mucho la precisión en la ubicación del ciclón en superficie y de la vaguada en altura, en relación a los otros experimentos, lo que sugiere la importancia de la mayor resolución de los datos iniciales.

Se ha observado, para todos los experimentos, una leve tendencia a la

sobreestimación de la precipitación y/o a la generación de centros de precipitación no detectables en las observaciones.

Parte de estos errores podrían ser explicados por falencias en las condiciones iniciales y/o de contorno: los campos analizados poseen una indeterminación en la exacta ubicación de un fenómeno que equivale a más/menos un intervalo entre puntos del análisis. Este problema podría explicar la dificultad del modelo en ubicar con mayor exactitud los sistemas, de hecho, este error justificaría apartamientos de alrededor de  $2.5^\circ$ , lo cual coincide con lo detectado en las simulaciones. Más aún, el experimento de la sudestada presenta una desviación menor, lo cual también concuerda con la mejor resolución de los datos utilizados en esa ocasión ( $1.125^\circ$ ).

Con respecto al problema detectado en la definición de los campos en altura, cabe destacar que el modelo utiliza datos provenientes de sólo 7 niveles de presión, a partir de los cuales se interpola de niveles "p" a niveles sigma, y, dada la resolución vertical utilizada, la atmósfera, en capas medias y altas (por encima de 700 hPa aproximadamente), queda resuelta por sólo 5 niveles (ver Figura 3.1), lo cual podría ser insuficiente. Además, se sabe que los análisis, en las regiones donde hay pocos datos, reflejan más la física del modelo que los produce que la realidad misma. Por lo tanto, las ambigüedades se tornan importantes en niveles altos de la atmósfera y/o en regiones oceánicas. Este problema es común a todos los conjuntos de datos utilizados.

En cuanto a los datos de precipitación, utilizados para validar el modelo, también se pueden encontrar limitaciones a su uso. Fundamentalmente, se presenta el inconveniente de su escasa frecuencia temporal (están acumulados en 24 hs), período que condiciona la verificación del modelo, ya que no siempre se puede acumular en el mismo intervalo. Así, se pueden generar situaciones algo arbitrarias, como por ejemplo que un sistema bajo estudio produzca las precipitaciones más intensas a las 13 utc de un cierto día y el modelo lo simule sólo una hora antes, con lo cual, como el día pluviométrico corre de 12 utc de un día a 12 utc del otro, la verificación indique que se trata de un pronóstico erróneo, cuando en realidad no lo es en tanta medida. Otro problema de los campos de precipitación reside en su naturaleza discontinua, lo que dificulta la comparación con el

modelo en el que, la precipitación en un punto del retículo es la de toda la región que ese punto representa, lo cual es completamente diferente de lo que representa la información de un pluviómetro en una red. También aquí resulta evidente el problema de la resolución con que se obtienen los datos: aquéllos provenientes de una red sinóptica (como por ejemplo los utilizados para la sudestada) tienen una resolución demasiado baja como para hacer una comparación fiel con las salidas del modelo.

Finalmente, es interesante remarcar las limitaciones computacionales que obligan a reducir los dominios y/o la resolución con que se trabaja en pro de obtener resultados en un tiempo razonable en términos de generar un pronóstico operativo. Para ello recordaremos lo señalado en el Capítulo III: la simulación de la línea y los CCM en un área relativamente pequeña, anidada dentro de una región mayor (donde se corrió con menor resolución) toma alrededor de 3 horas en total (y puede optimizarse aún más), en tanto que la simulación de la ciclogénesis, sobre un área mucho mayor y con una resolución algo mejor (no sustancialmente) toma alrededor de 24 horas, lo cual no permite un pronóstico en tiempo operativo. Claro, que el trabajar con un dominio menor puede generar problemas, como, por ejemplo, no proveerle al modelo los forzantes de mayor escala necesarios.

Parte de lo antedicho constituye las "limitaciones" del presente trabajo (calidad y frecuencia de datos para inicializar y/o validar, capacidad computacional, etc.), algunas de las cuales no tienen solución, al menos en el corto plazo. Por supuesto que no deben desestimarse otras fuentes de error, asociadas al modelo mismo, como por ejemplo, la escasa resolución vertical, las posibles falencias en las parametrizaciones físicas y/o en el tratamiento numérico. El impacto de algunos de estos aspectos será evaluado en el siguiente capítulo, sin embargo debe destacarse que el mejoramiento integral de un modelo resulta del trabajo de muchos especialistas en las distintas áreas mencionadas y que, por supuesto, tal objetivo sería inaccesible en el marco del presente trabajo.

**TABLA 4.2**

<b>NOMBRE</b>	<b>SITUACION SINOPT.</b>	<b>HORA INICIAL</b>	<b>HORA FINAL</b>	<b>RESOLUCION (latlong) niveles sigma</b>	<b>PARAM. DE LA CONVEC.</b>	<b>ANIDADO</b>	<b>DIFUSION VERTICAL</b>	<b>CF</b>
L_BR_AS_nd	línea de inestabilidad	12 utc 11/4/83	12 utc 13/4/83	1.2°x1.35° 9 niveles	Arakawa y Schubert	no	original	no
L_AR_AS_nd	línea de inestabilidad	12 utc 11/4/83	12 utc 13/4/83	0.4°x0.45° 9 niveles	Arakawa y Schubert	no	original	no
L_AS_nd	línea de inestabilidad	12 utc 11/4/83	12 utc 13/4/83	0.4°x0.45° 9 niveles	Arakawa y Schubert	si 0 utc 12/4	original	no
L_AS_d	línea de inestabilidad	12 utc 11/4/83	12 utc 13/4/83	0.4°x0.45° 9 niveles	Arakawa y Schubert	si 0 utc 12/4	nueva	no
L_CE_cf1	línea de inestabilidad	12 utc 11/4/83	12 utc 13/4/83	0.4°x0.45° 9 niveles	explícita	si 0 utc 12/4	nueva	1
L_CE_cfz	línea de inestabilidad	12 utc 11/4/83	12 utc 13/4/83	0.4°x0.45° 9 niveles	explícita	si 0 utc 12/4	nueva	f(z)
L18_CE_cf1	línea de inestabilidad	12 utc 11/4/83	12 utc 13/4/83	0.4°x0.45° 18 niveles	explícita	si 0 utc 12/4	nueva	1
L18_CE_cfz	línea de inestabilidad	12 utc 11/4/83	12 utc 13/4/83	0.4°x0.45° 18 niveles	explícita	si 0 utc 12/4	nueva	f(z)

NOMBRE	SITUACION SINOPT.	HORA INICIAL	HORA FINAL	RESOLUCION (lat/long) niveles sigma	PARAM. DE LA CONVEC.	ANIDADO	DIFUSION VERTICAL	CF
CCM_AS_nd	complejo convectivo de mesoescala	12 utc 30/3/83	12 utc 1/4/82	0.4°x0.45° 9 niveles	Arakawa y Schubert	si 18 utc 30/3	original	no
CCM_AS_d	complejo convectivo de mesoescala	12 utc 30/3/83	12 utc 1/4/83	0.4°x0.45° 9 niveles	Arakawa y Schubert	si 18 utc 30/3	nueva	no
CCM_CE_cfl	complejo convectivo de mesoescala	12 utc 30/3/83	12 utc 1/4/83	0.4°x0.45° 9 niveles	explícita	si 18 utc 30/3	nueva	1
CCM_CE_cfz	complejo convectivo de mesoescala	12 utc 30/3/83	12 utc 1/4/83	0.4°x0.45° 9 niveles	explícita	si 18 utc 30/3	nueva	f(z)
S_AS_nd	sudestada	0 utc 11/11/89	0 utc 13/11/89	0.375°x0.375° 9 niveles	Arakawa y Schubert	no	original	no
S_AS_d	sudestada	0 utc 11/11/89	0 utc 13/11/89	0.375°x0.375° 9 niveles	Arakawa y Schubert	no	nueva	no
S_CE_cfl	sudestada	0 utc 11/11/89	0 utc 13/11/89	0.375°x0.375° 9 niveles	explícita /	no	nueva	1
S_CE_cfz	sudestada	0 utc 11/11/89	0 utc 13/11/89	0.375°x0.375° 9 niveles	explícita	no	nueva	f(z)

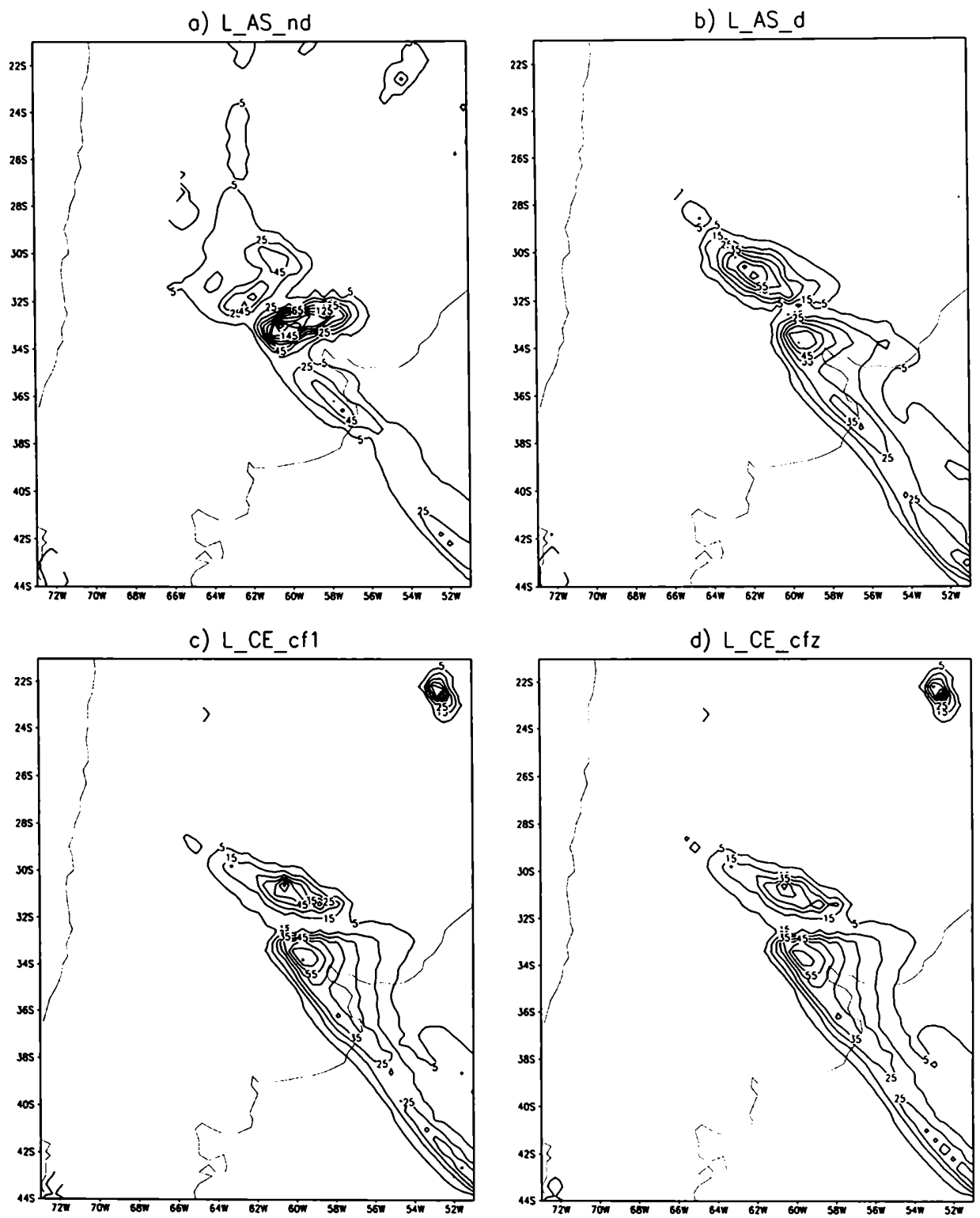
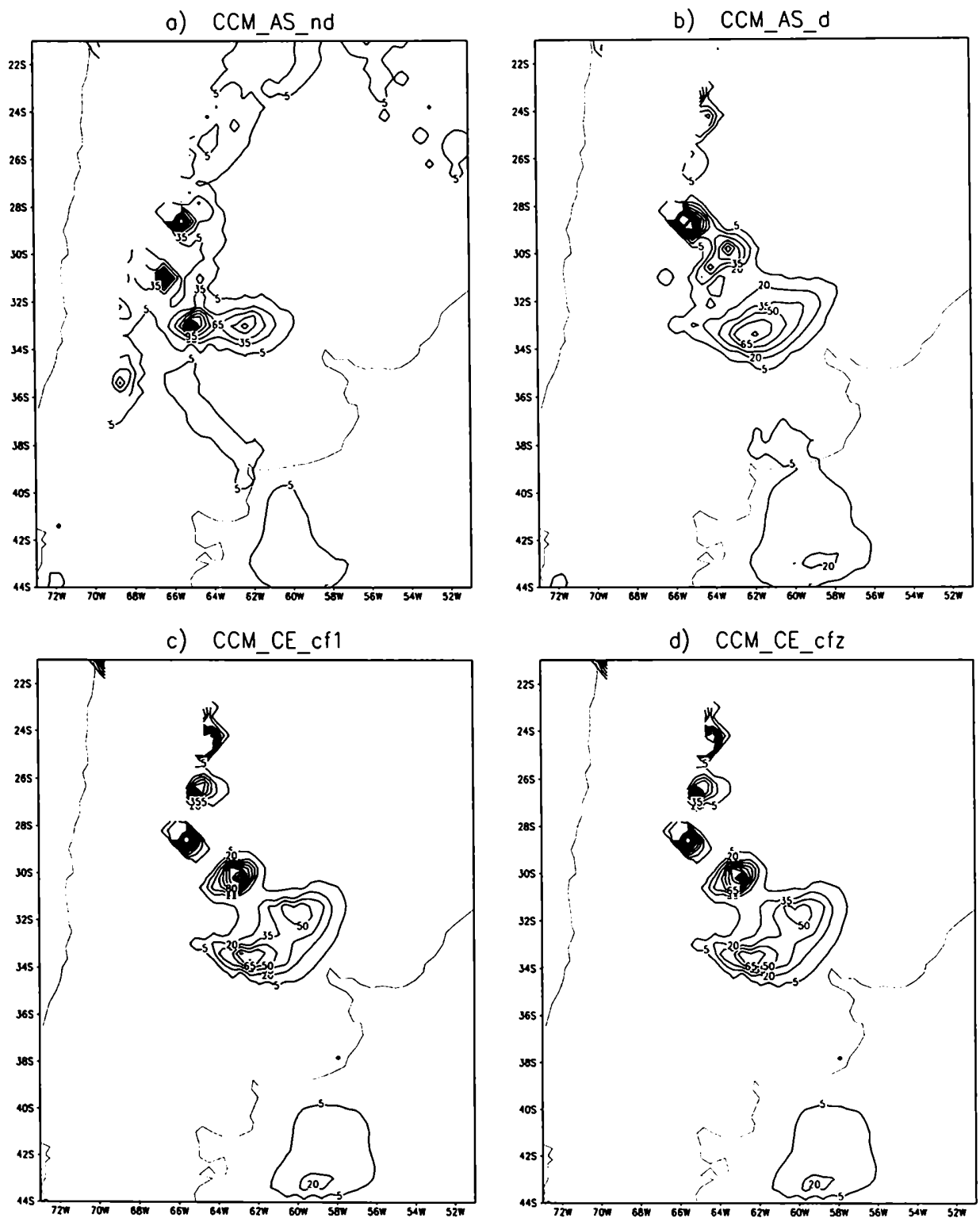


Figura 4.1: Precipitación acumulada entre las 12 utc del 12/4/83 y las 0 utc del 13/4/83.

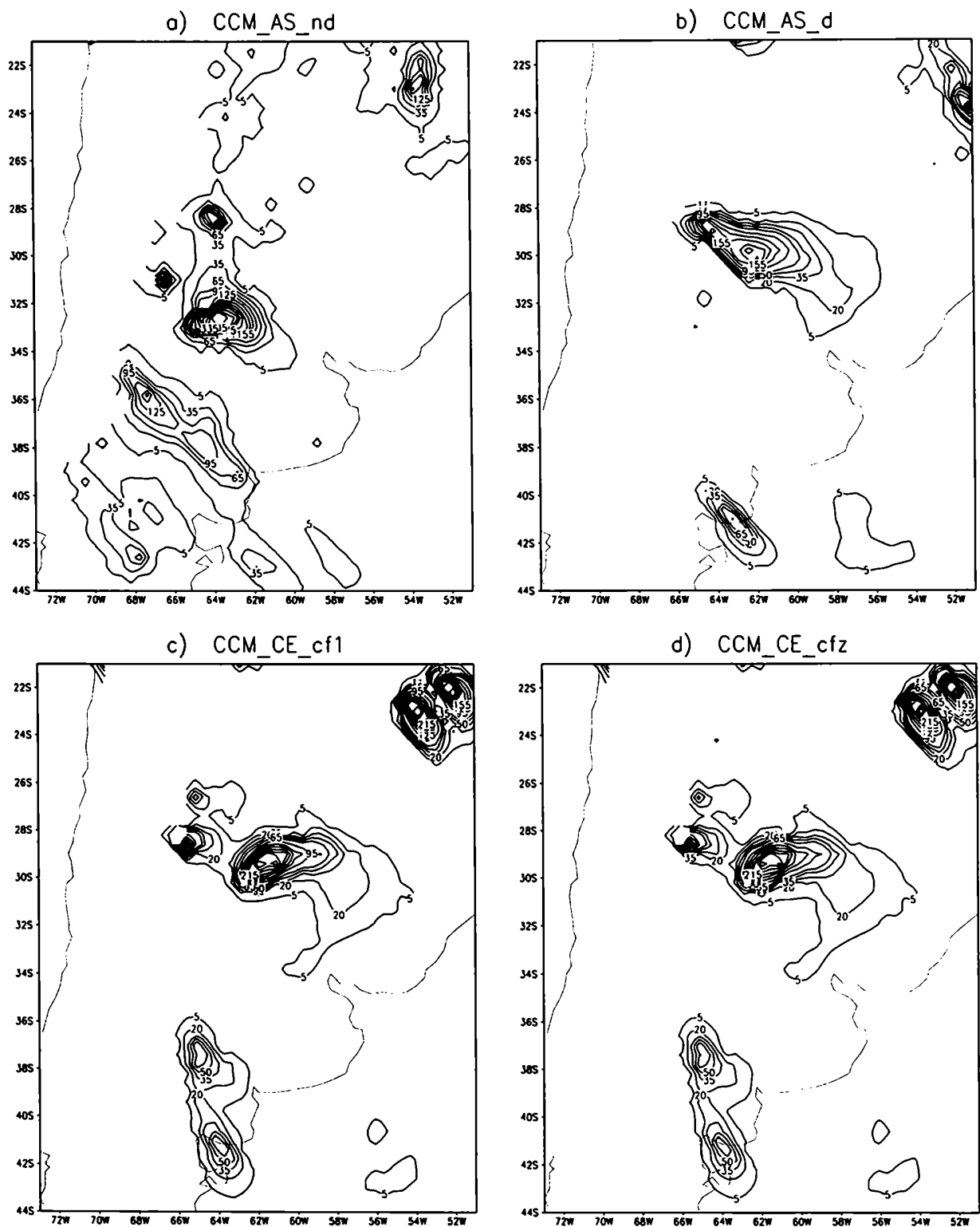
- a) Experimento L\_AS\_nd, isolíneas cada 20 mm, a partir de 5 mm.
- b) Experimento L\_AS\_d; isolíneas cada 10 mm, a partir de 5 mm.
- c) Idem b) para el experimento L\_CE\_cf1.
- d) Idem b) para el experimento L\_CE\_cfz.





**Figura 4.2:** Precipitación acumulada entre las 18 utc del 30/3/83 y las 12 utc del 31/3/83.

- a) Experimento CCM\_AS\_nd, isólineas cada 30 mm, a partir de 5 mm.
- b) Experimento CCM\_AS\_d; isólineas cada 15 mm, a partir de 5 mm.
- c) Idem b) para el experimento CCM\_CE\_cf1.
- d) Idem b) para el experimento CCM\_CE\_cfz.



**Figura 4.3:** Precipitación acumulada entre las 12 utc del 31/3/83 y las 12 utc del 1/4/83.

- a) Experimento CCM\_AS\_nd, isolíneas cada 30 mm, a partir de 5 mm.
- b) Experimento CCM\_AS\_d; isolíneas cada 15 mm, a partir de 5 mm y a partir del contorno de 65 mm, isolíneas cada 30 mm.
- c) Idem b) para el experimento CCM\_CE\_cf1.
- d) Idem b) para el experimento CCM\_CE\_cfz.

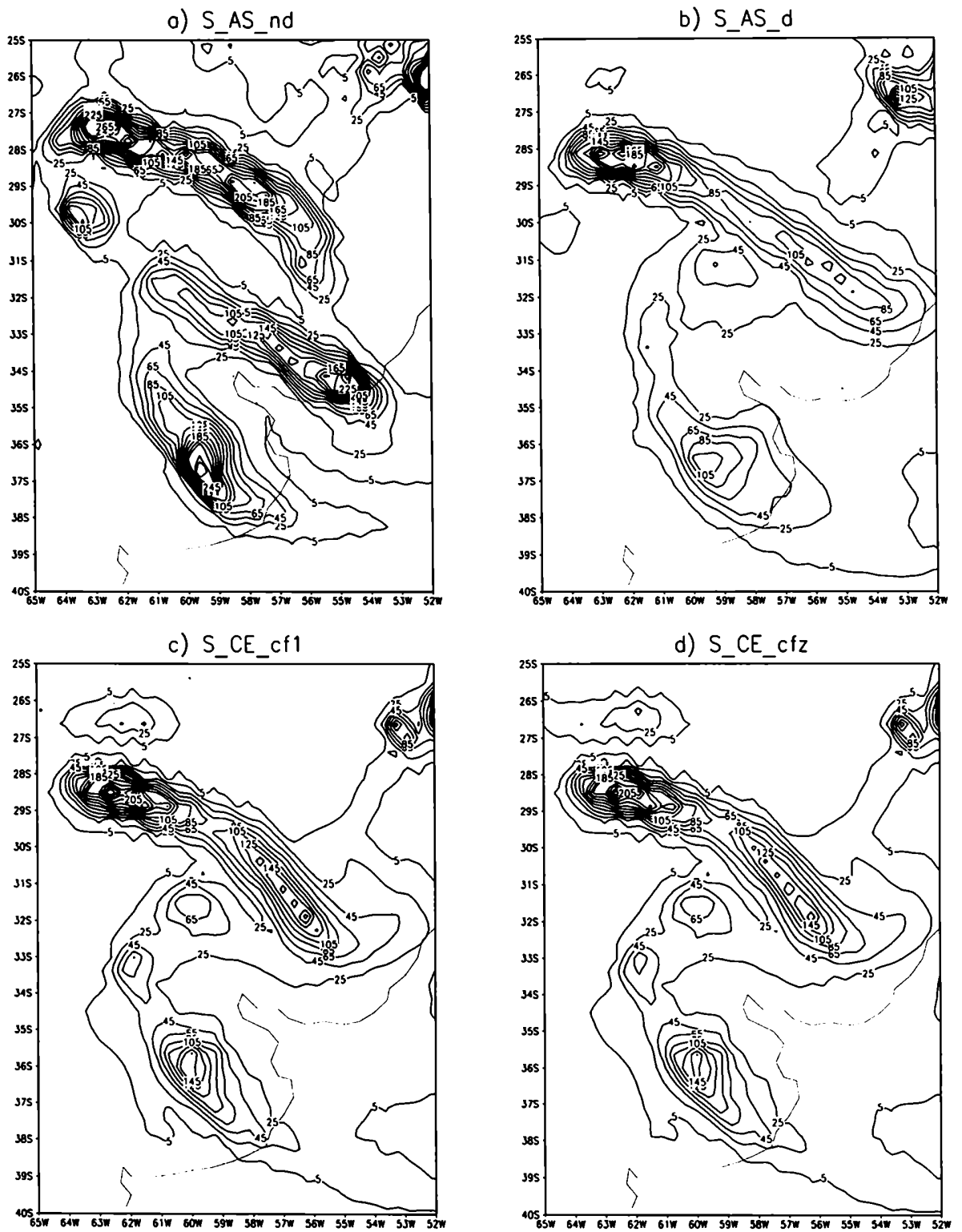
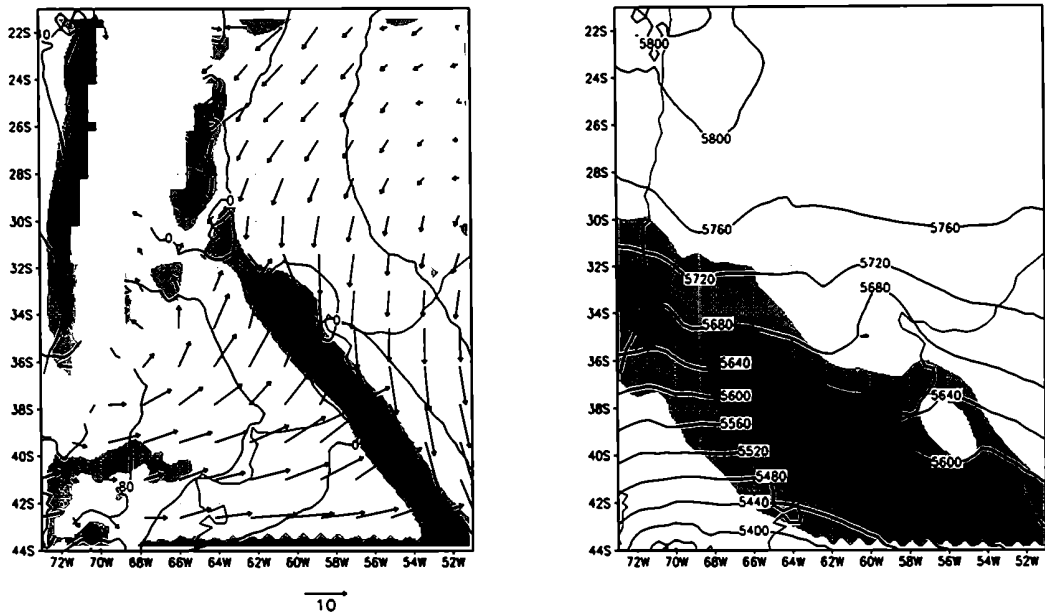


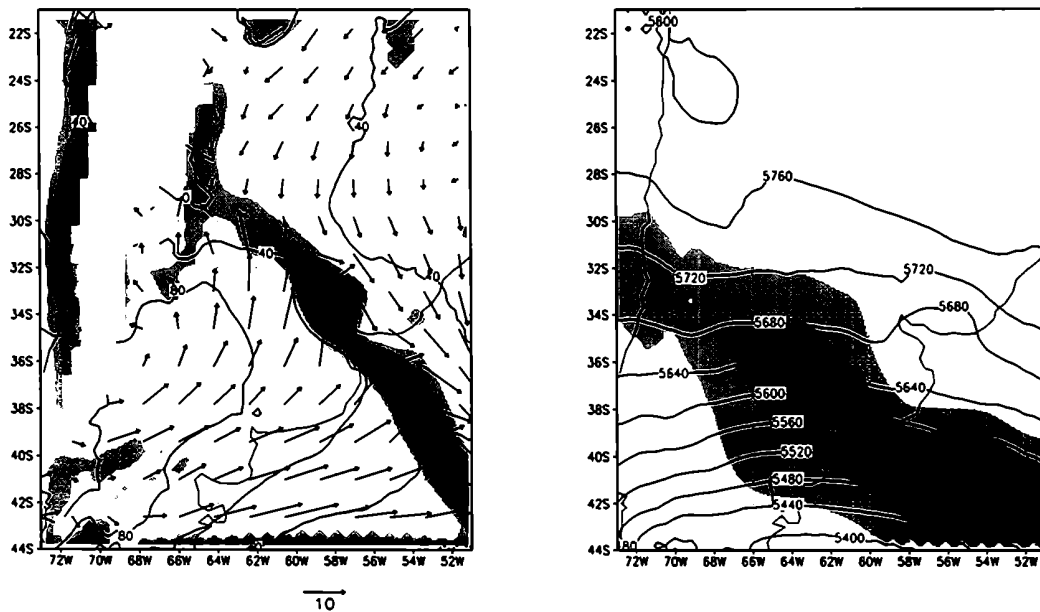
Figura 4.4: Precipitación acumulada entre las 12 utc del 11/11/89 y las 12 utc del 12/11/89.

- a) Experimento S\_AS\_nd, isolíneas cada 20 mm, a partir de 5 mm.
- b) Idem a) para el experimento S\_AS\_d.
- c) Idem a) para el experimento S\_CE\_cf1.
- d) Idem a) para el experimento S\_CE\_cfz.

a) 12 utc 12/4/83



b) 18 utc 12/4/83



*Figura 4.5: a) Campos simulados con L\_AS\_d para la hora 12 utc del 12 de abril de 1983: alturas geopotenciales, viento y vorticidad ciclónica en 1000 hPa (columna izquierda); alturas geopotenciales en 500 hPa y vientos máximos en 300 hPa (columna derecha). Contornos de geopotencial cada 40 m; vorticidad ciclónica sombreada a partir de  $-1 \cdot 10^{-5}$  1/seg, cada  $-2 \cdot 10^{-5}$  1/seg; vientos máximos sombreados a partir de 35 m/seg, cada 5 m/seg.*

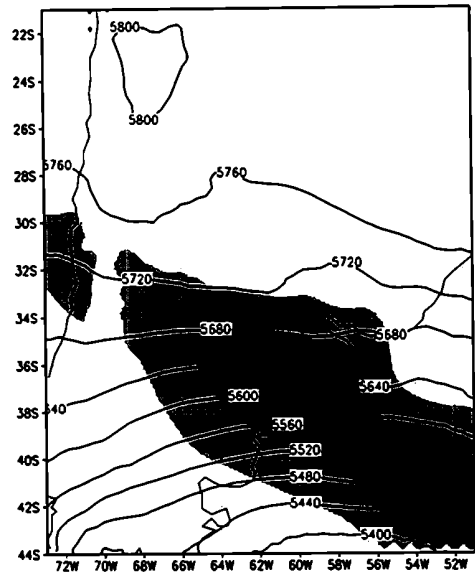
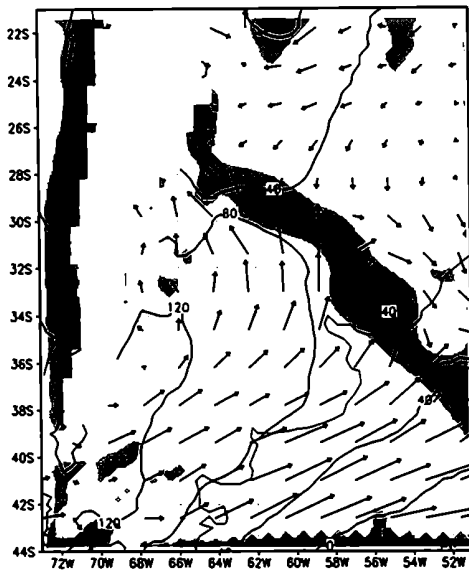
*b) ídem a) para las 18 utc del 12 de abril de 1983.*

*c) ídem a) para las 0 utc del 13 de abril de 1983.*

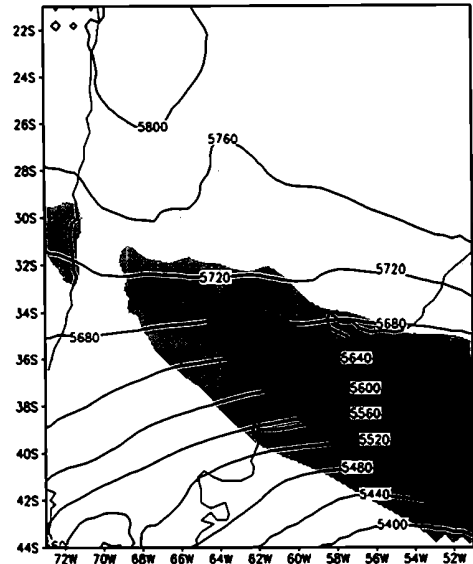
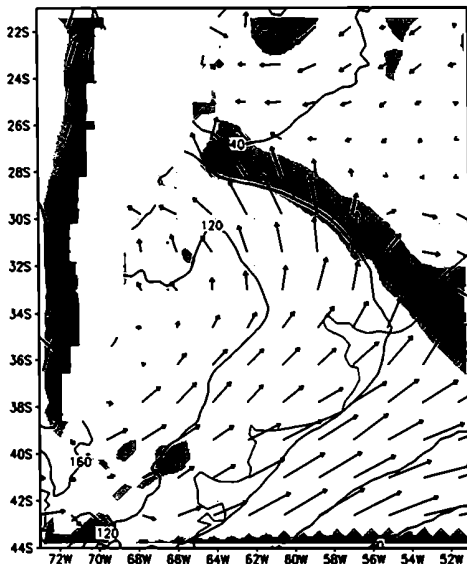
*d) ídem a) para las 6 utc del 13 de abril de 1983.*

*e) ídem a) para las 12 utc del 13 de abril de 1983.*

c) 0 utc 13/4/83



10 d) 6 utc 13/4/83



10 e) 12 utc 13/4/83

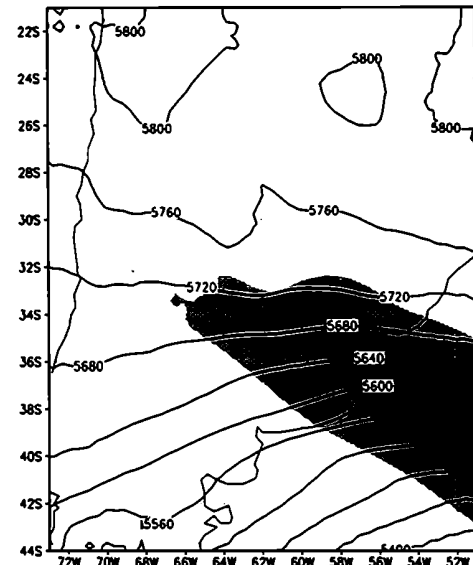
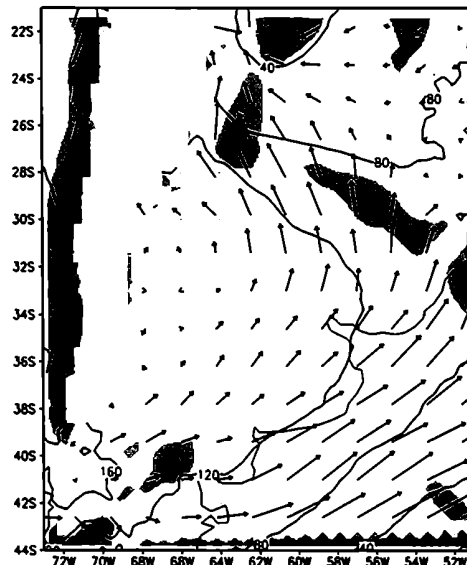
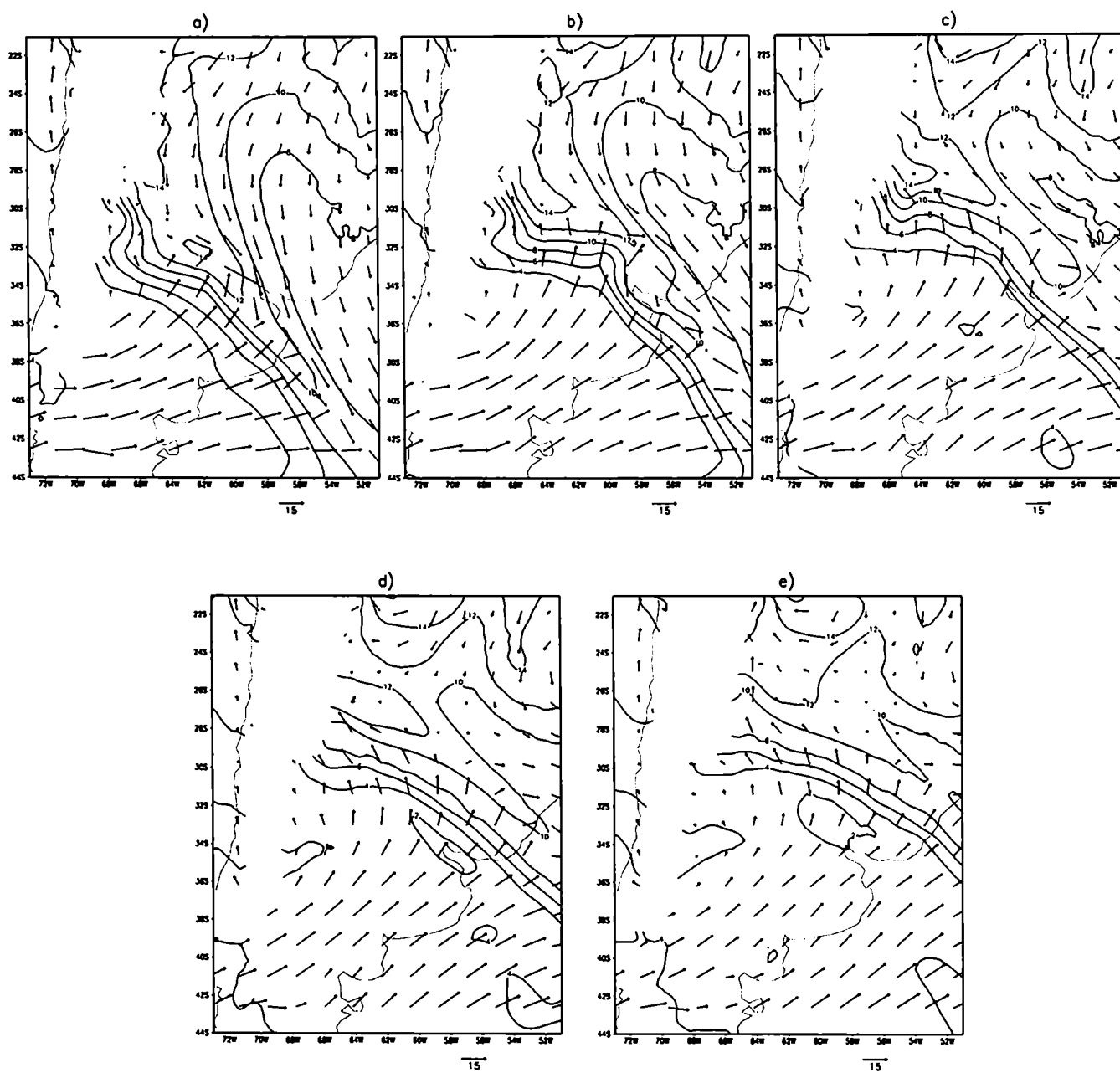


Figura 4.5: Continuación.



*Figura 4.6: Campos de viento y humedad específica simulados con L\_AS\_d, en 850 hPa.*

*a) 12 utc del 12/4/83.*

*b) 18 utc del 12/4/83.*

*c) 0 utc del 13/4/83.*

*d) 6 utc del 13/4/83.*

*e) 12 utc del 13/4/83.*

6 utc 31/3/83  
CCM\_AS\_d

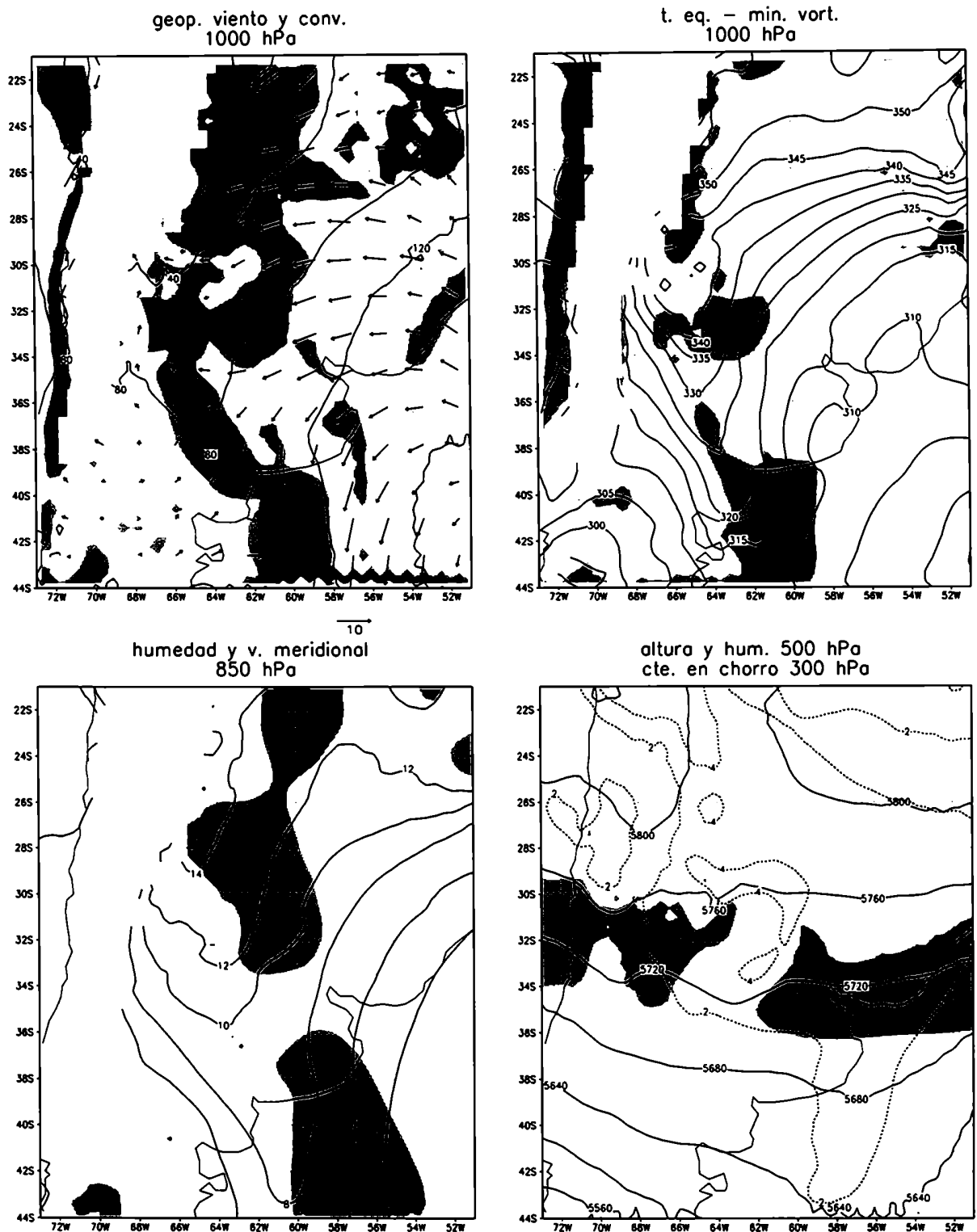


Figura 4.7: a) Campos simulados con CCM\_AS\_d para la hora 6 utc del 31 de marzo de 1983: alturas geopotenciales, viento, convergencia, templ. adiabática equivalente y vort. ciclónica en 1000 hPa; humedad específica y viento del norte en 850 hPa; alturas geopotenciales y humedad específica en 500 hPa y vientos máximos en 300 hPa. Contornos de geopotencial cada 40 m; convergencia sombreada a partir de  $0 \text{ 1/seg}$ , cada  $-2 \cdot 10^{-5} \text{ 1/seg}$ ; vorticidad ciclónica sombreada a partir de  $-1 \cdot 10^{-5} \text{ 1/seg}$ , cada  $-2 \cdot 10^{-5} \text{ 1/seg}$ ; viento norte sombreado a partir de  $5 \text{ m/seg}$ , cada  $5 \text{ m/seg}$ ; humedad específica en g/kg, cada  $2 \text{ g/kg}$  y vientos máximos sobreados a partir de  $35 \text{ m/seg}$ , cada  $5 \text{ m/seg}$ .

12 utc 31/3/83  
CCM\_AS\_d

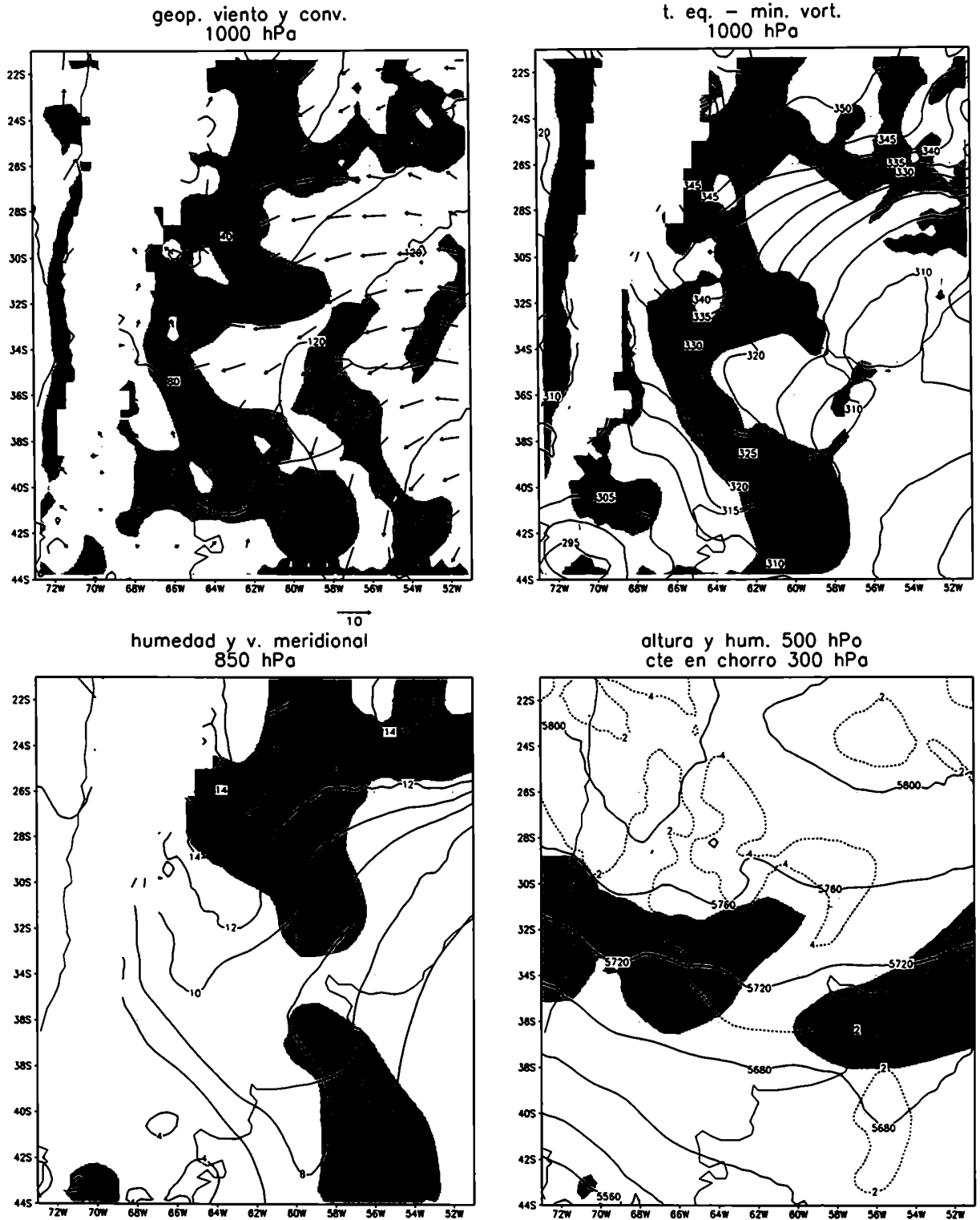


Figura 4.7: b) ídem a) para las 12 utc del 31 de marzo de 1983.



0 utc 1/4/83  
CCM\_AS\_d

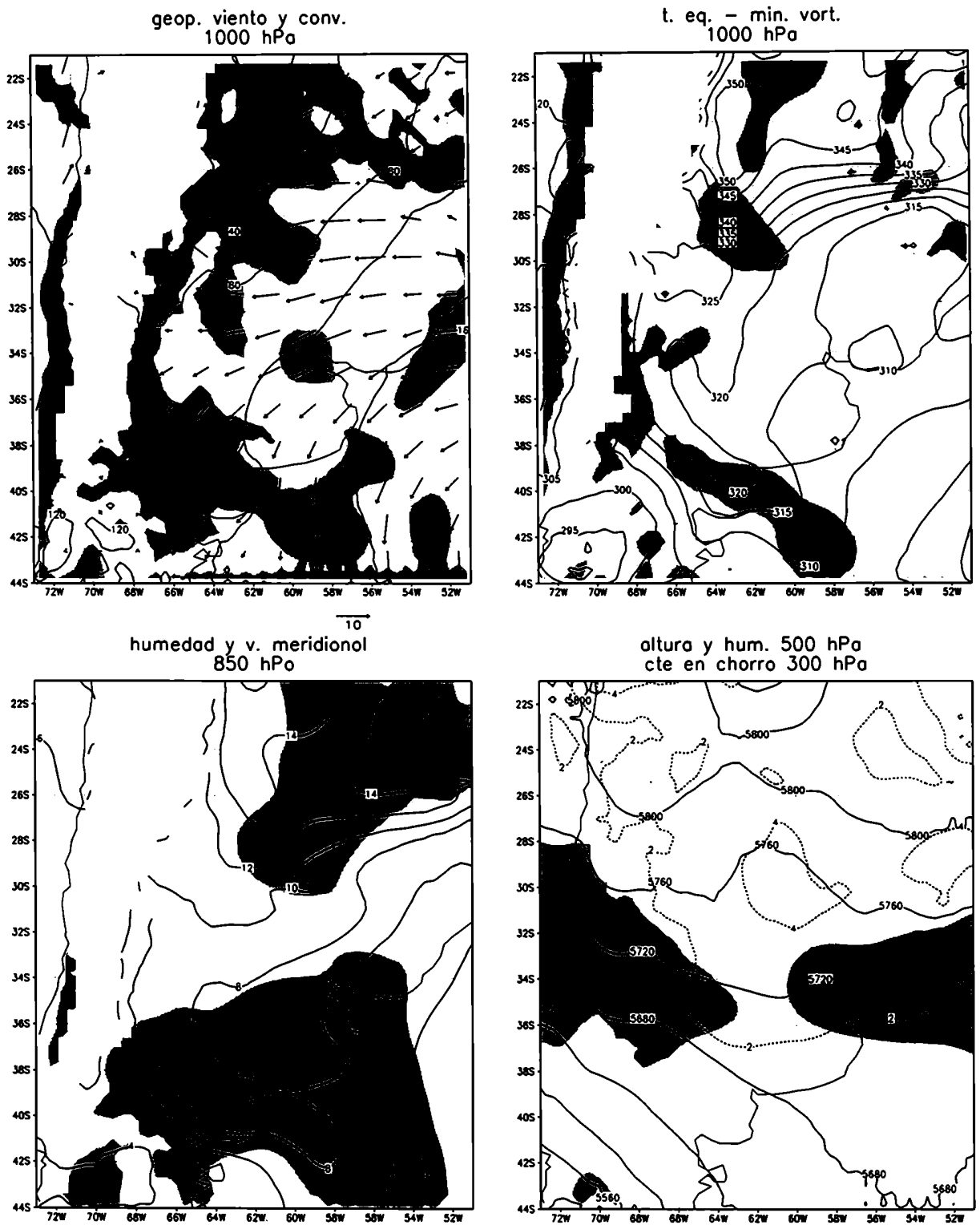


Figura 4.7: c) ídem a) para las 0 utc del 1<sup>o</sup> de abril de 1983.

12 utc 1/4/83  
CCM\_AS\_d

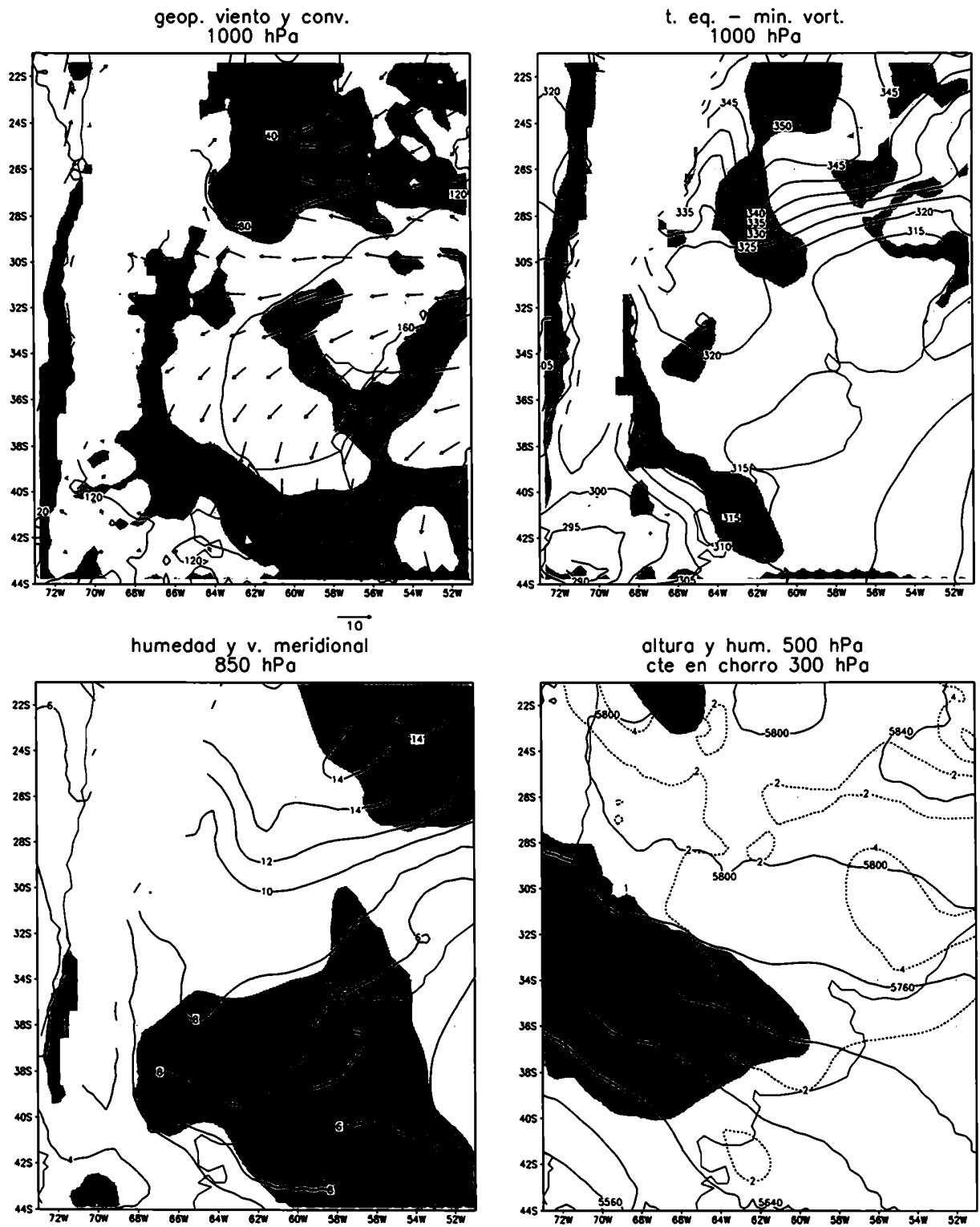
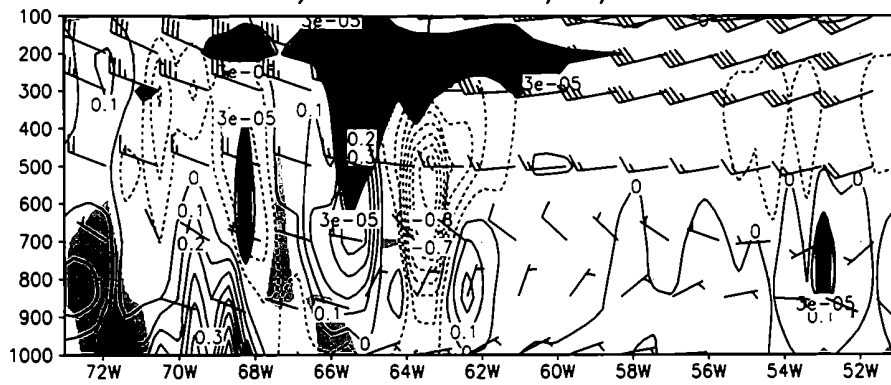
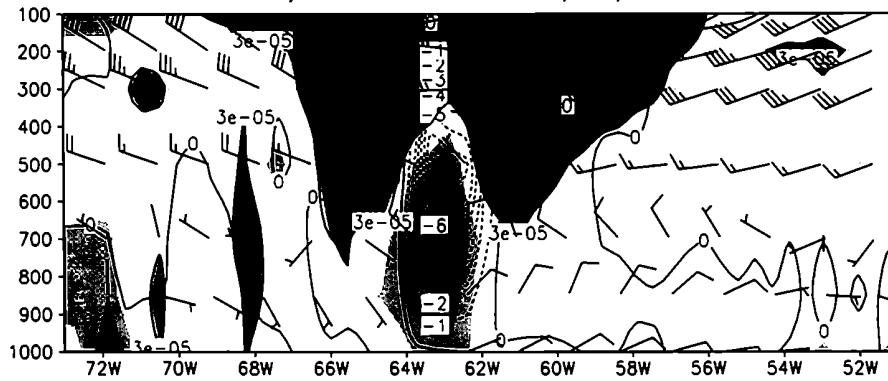


Figura 4.7: d) ídem a) para las 12 utc del 1º de abril de 1983.

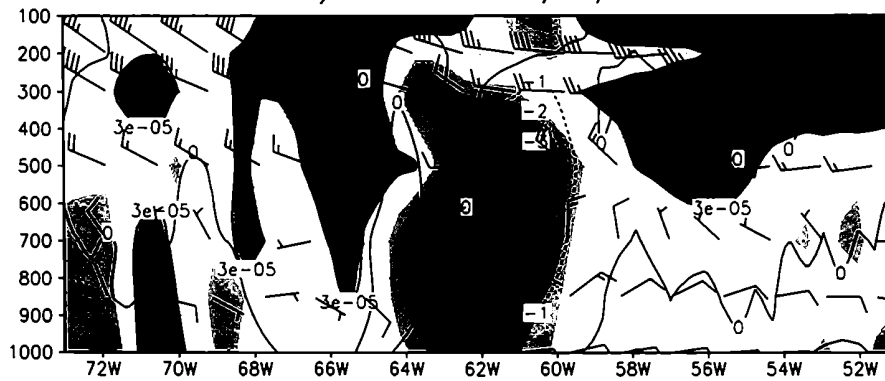
i) 6 utc 31/3/83



ii) 12 utc 31/3/83



iii) 0 utc 1/4/83



iv) 12 utc 1/4/83

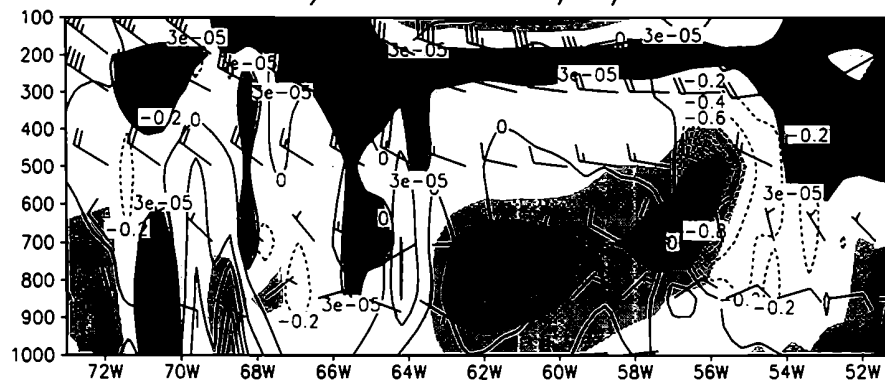
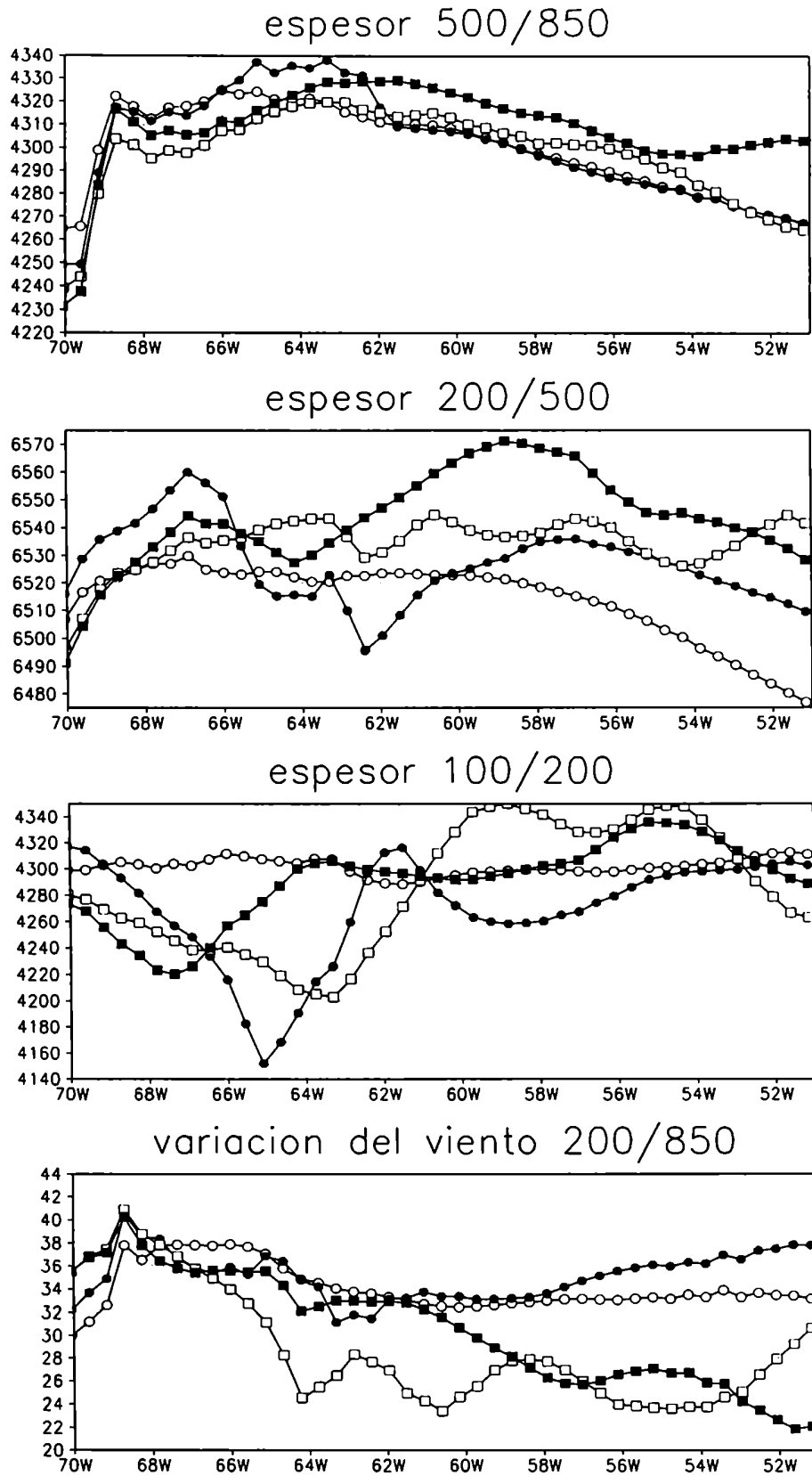
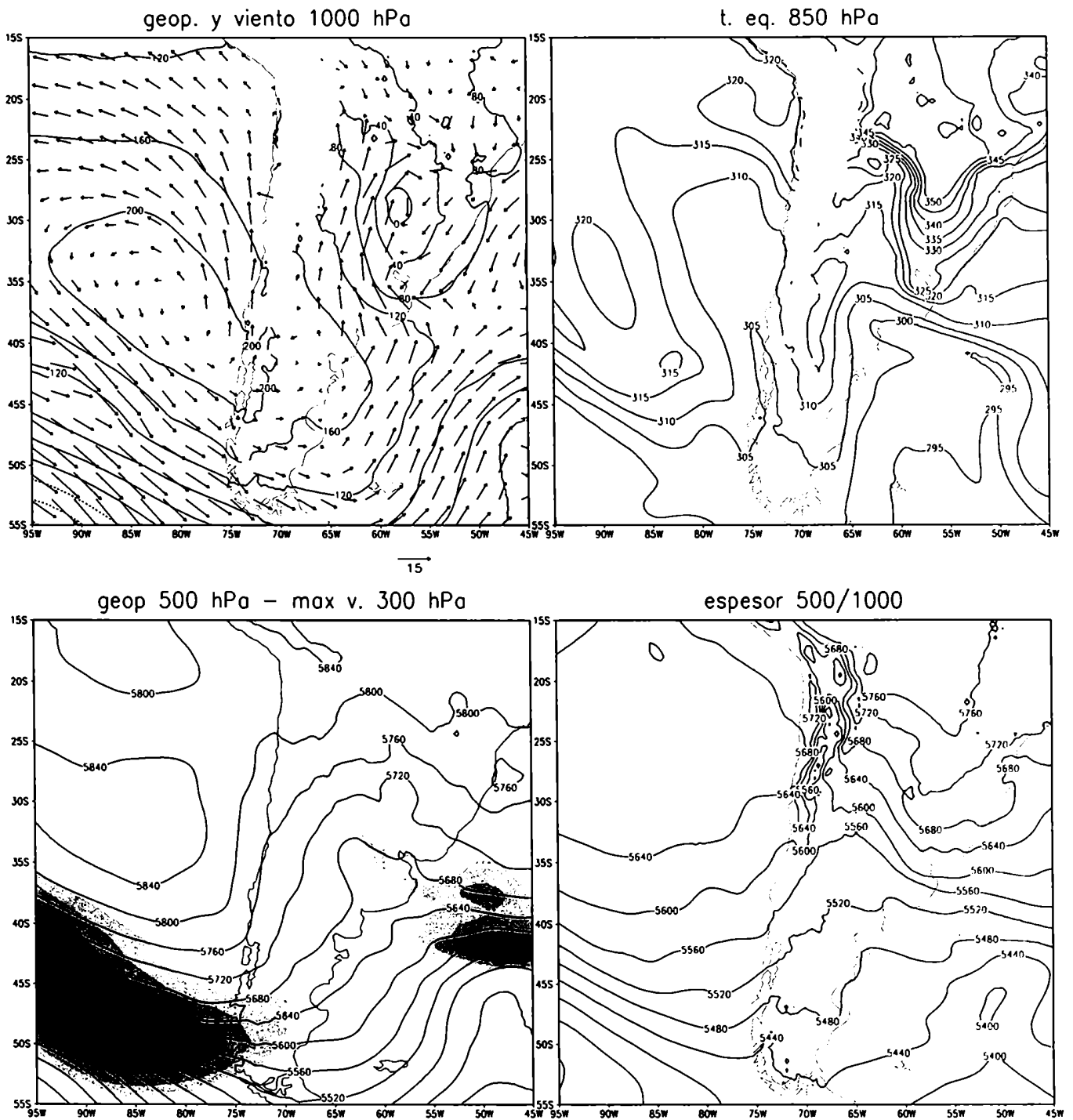


Figura 4.8: a) Cortes verticales obtenidos con CCM\_AS\_d en 30°S de velocidad vertical  $\omega$  ( $\times 10^2$  Pa/seg); dirección e intensidad del viento horizontal (la barra completa indica 10 m/seg); regiones sombreadas con vorticidad ciclónica (igual convención que en figuras anteriores) y anticiclónica (sombreada y contorneada para valores mayores que  $3 \cdot 10^{-5}$  1/seg).



*Figura 4.8: b) Cortes en 30°S obtenidos con CCM\_AS\_d, de espesores (en m.) y de variación de viento (en módulo, indicada en m/seg) en las capas indicadas, para distintas horas. Las líneas con círculos vacíos corresponden a las 6 utc del 31 de marzo; con círculos llenos, a las 12 utc del 31 de marzo; con cuadrados vacíos, a las 0 utc del 1° de abril y con cuadrados llenos a las 12 utc del 1° de abril de 1983.*

0 utc 12/11/89  
S\_AS\_d



*Figura 4.9: a) Campos simulados con S\_AS\_d para la hora 0 utc del 12 de noviembre de 1989: alturas geopotenciales y viento en 1000 hPa ; temperatura adiabática equivalente (°K) en 850 hPa; alturas geopotenciales en 500 hPa; vientos máximos en 300 hPa. Espesor 500/1000 .Contornos de geopotencial cada 40 m; y vientos máximos sombreados a partir de 35 m/seg, cada 5 m/seg.*

12 utc 12/11/89  
S\_AS\_d

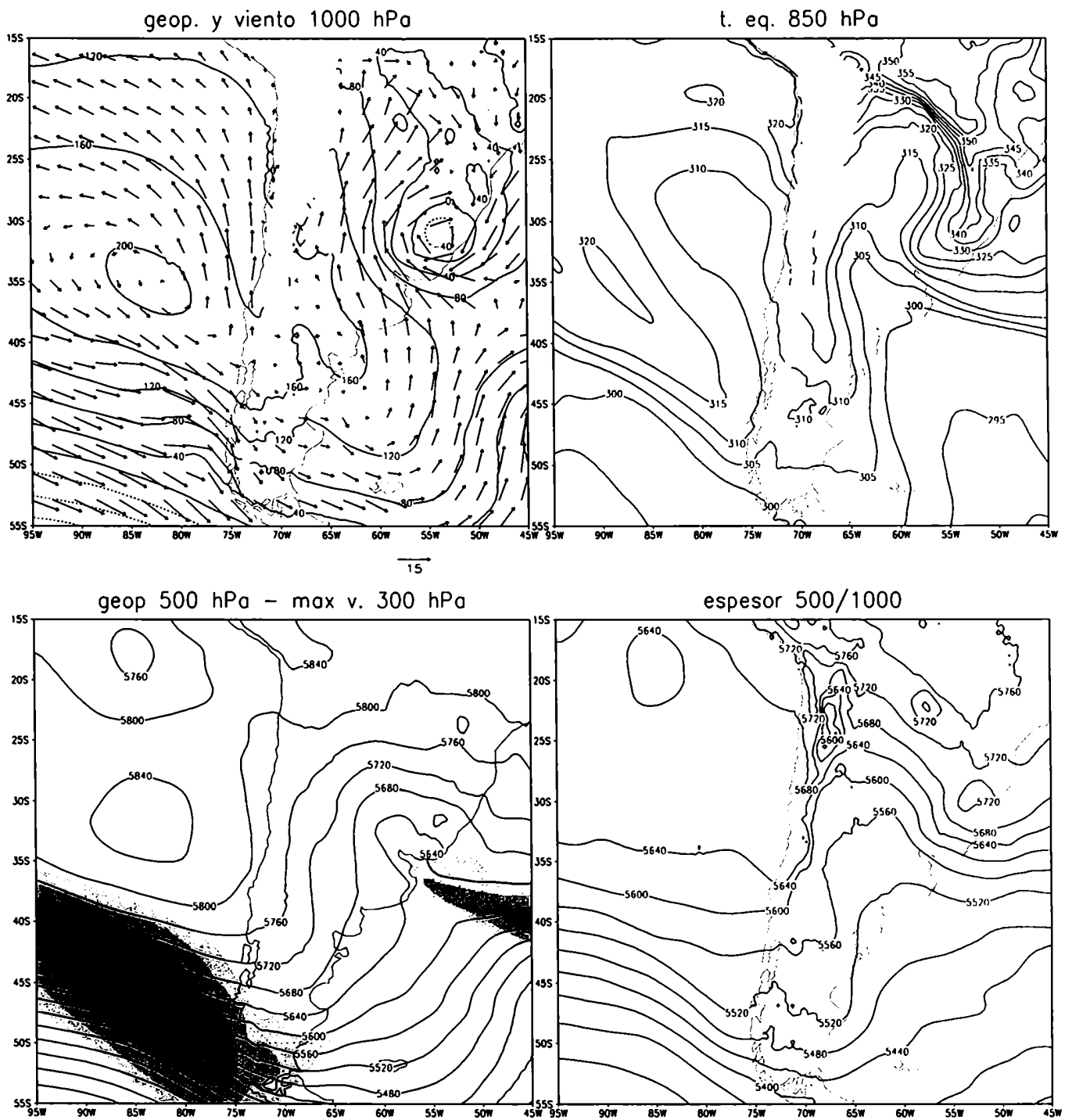


Figura 4.9: b) ídem a) para la hora 12 utc del 12 de noviembre de 1989.

0 utc 13/11/89  
S\_AS\_d

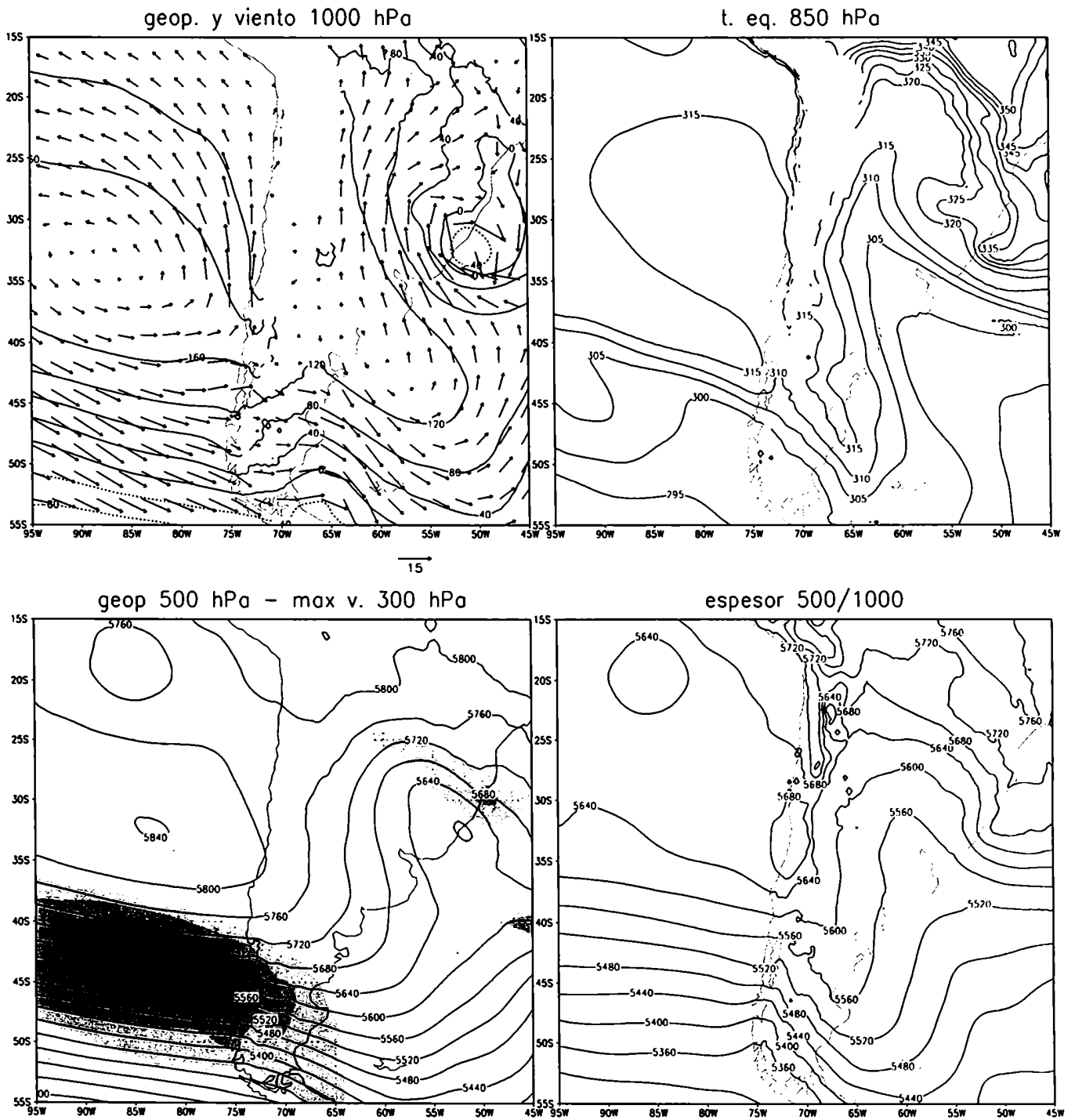


Figura 4.9: c) ídem a) para la hora 0 utc del 13 de noviembre de 1989.

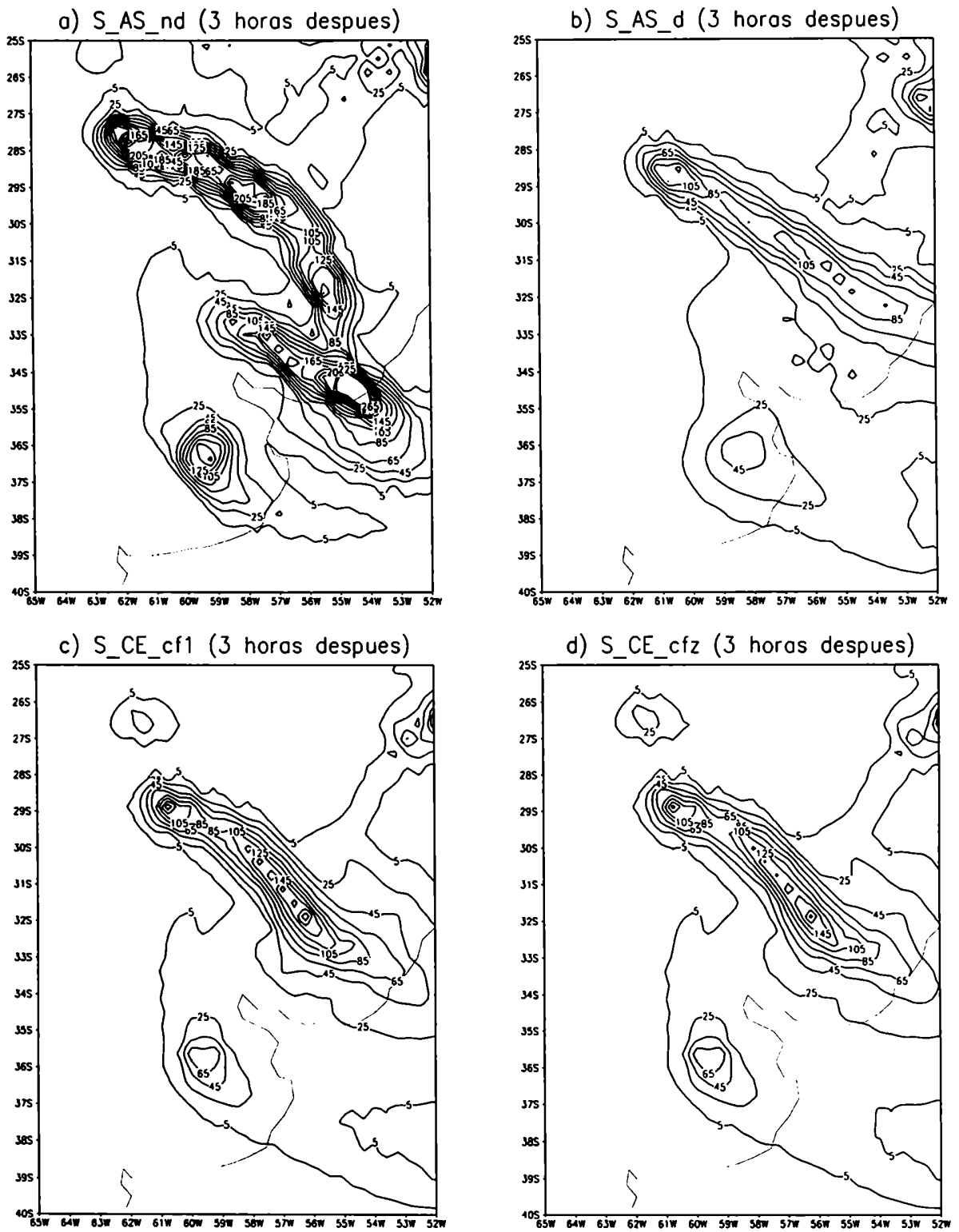


Figura 4.10: Precipitación acumulada entre las 15 utc del 11/11/89 y las 15 utc del 12/11/89.

- a) Experimento S\_AS\_nd, isolíneas cada 20 mm, a partir de 5 mm.
- b) Idem a) para el experimento S\_AS\_d.
- c) Idem a) para el experimento S\_CE\_cf1.
- d) Idem a) para el experimento S\_CE\_cfz.



# CAPITULO V

## *Experimentos de sensibilidad*

*En este capítulo, el principal objetivo es el de mostrar la sensibilidad del modelo a la utilización de la representación explícita de la convección (formulada en el Capítulo III). Esta sensibilidad se mostrará en relación a las cuatro situaciones sinópticas analizadas en el Capítulo II y el énfasis estará puesto en la calidad de la simulación del campo de precipitación acumulada. Asimismo, se evaluará la respuesta del modelo a cambios en el tratamiento explícito y al aumento de la resolución vertical. Estos últimos aspectos se estudian en forma preliminar para la línea de inestabilidad solamente, con el objeto de analizar futuras líneas de trabajo.*

### *5.1 Experiencias de sensibilidad a distintas parametrizaciones de la convección*

Con el fin de probar el funcionamiento de la convección explícita y compararlo con lo que se considera el control (Arakawa y Schubert), se diseñaron tres nuevas experiencias, una para cada situación sinóptica, incluidas en la Tabla 4.2. Básicamente, estas nuevas experiencias se diferencian de las analizadas en el Capítulo IV en el tratamiento de la convección, que ahora es explícito. Cabe destacar que, por las características de la representación explícita, su uso se limita a los experimentos en alta resolución, con lo cual, en los casos en que se anida, la experiencia de baja resolución trabaja con Arakawa y Schubert.

Para evaluar el campo de precipitación acumulada en los experimentos con convección explícita, se analizarán las Figuras 4.1, 4.2, 4.3 y 4.4, en donde el caso c) de todas ellas representa los resultados utilizando convección explícita (L\_CE\_cf1, CCM\_CE\_cf1 para los casos A y B, y S\_CE\_cf1 respectivamente). El calificador "cf1" indica que la termodinámica húmeda se ha tratado según lo descrito en la sección 3.3.2.1, del Capítulo III. En las secciones subsiguientes de este Capítulo, se aborda una alternativa para modular la condensación que dará lugar a otro calificador.

Para el caso de la línea de inestabilidad (fig. 4.1c) se observa que no se ha producido un cambio significativo en el patrón general de precipitación. Sin embargo, se percibe que el máximo cercano a Las Chacras es levemente más intenso, en tanto que el segundo máximo (no detectable en las observaciones -fig 2.4-) se posiciona algo más al este que en la experiencia L\_AS\_d. Como se señalara en las secciones 4.2 y 4.3.1, respecto a la tendencia del modelo a adelantarse en cierta medida a lo ocurrido, el posicionamiento de este segundo máximo sería mucho más adecuado ya que se encuentra prácticamente en la misma localidad que el máximo observado algunas horas más tarde. Nuevamente surge aquí la limitación impuesta por los datos acumulados 24 horas que impiden un seguimiento temporal del fenómeno, excepto el que surge de las libretas meteorológicas (no todas ellas disponibles) y que permitió únicamente establecer que la precipitación observada al norte de 33°S (aproximadamente) se produjo después de las 0 utc del 13/4. Las sucesivas posiciones de la línea corroboran tal afirmación (Figura 2.3). En síntesis, se considera que, para este experimento, el tratamiento explícito ha dado resultados levemente mejores en el campo de precipitación, aunque no ha alterado las características generales de la simulación. Esto último es completamente corroborado si se comparan otras variables, como cualquiera de las analizadas en el Capítulo IV, obtenidas con ambas parametrizaciones de la convección: las diferencias son muy pequeñas (ver la Figura A.1 del Apéndice, que es análoga a las Figuras 4.5 y 4.6 pero sólo para la hora 12 utc 12/4 y 0 utc 13/4, con L\_CE\_cf1).

El campo de precipitación obtenido para los dos CCM se encuentra en las Figuras 4.2 c y 4.3 c (CCM\_CE\_cf1). Nuevamente, la apreciación global del campo es similar que con Arakawa y Schubert. Para el caso A, se observa que el área de precipitación más

extendida, que con AS presentaba un único máximo, se ha subdividido y presenta ahora dos máximos, que en posición se corresponden más claramente con los observados en 31°S y 34°S aproximadamente, aunque el que se halla más al sur está sobreestimado por el modelo. En cuanto al máximo simulado con su centro en 30°S, sería el que mejor se asocia al CCM A (en posición e intensidad), persistiendo los otros centros ubicados hacia el norte, que continúan posicionándose bastante más al oeste que lo indicado por las observaciones. Para el caso B (Figura 4.3 c), el máximo se posiciona levemente más hacia el norte y presenta una magnitud mayor, coincidiendo razonablemente bien con lo observado. La precipitación asociada al frente que avanza desde el sur afecta un área algo mayor que en el experimento con AS. Del análisis de esta situación se desprende, al igual que para la línea de inestabilidad, que la simulación con el tratamiento explícito mejora levemente la calidad del campo de precipitación, sin alterar el aspecto global del mismo. Nuevamente, el resto de los campos no ha sufrido alteraciones significativas (ver Figuras A.2, del Apéndice, donde se incluyen los distintos campos para la etapa madura de ambos sistemas).

Para finalizar, se presenta lo obtenido para el caso de la sudestada en la Figura 4.4c. Al igual que con las situaciones analizadas con anterioridad, el aspecto general del campo de precipitación simulado no se ha alterado. Sin embargo, se detecta una tendencia a que la rama del norte se disponga en una dirección más NO-SE, asemejándose más a las observaciones y a lo esperado por la posición frontal en esas horas (recordar lo descrito en la sección 2.3, en relación a las regiones donde se espera que se produzca la precipitación más intensa en un ciclón frontal). De todas maneras, persisten los dos centros de precipitación asociados a una fase anterior del frente, que inclusive son más intensos que con AS (al igual que todo el campo). Sin embargo, a partir del análisis de la Figura 4.10 que corresponde a la precipitación acumulada 24 horas pero en un período 3 horas posterior al de la Figura 4.4, se observa una mejor representación con S\_CE\_cf1 que con S\_AS\_d (comparar 4.10 b y c). En cuanto a los restantes campos, se observa un cambio importante debido a la nueva parametrización, que es la mayor profundización del sistema en superficie y en altura (ver Figura A.3 del Apéndice, para las 12 utc del 12/11).

El análisis de sensibilidad al cambio en el tratamiento de la convección para los

cuatro sistemas seleccionados, ha conducido a un resultado claro: si bien el modelo es levemente sensible al cambio y esa sensibilidad redundante en una mejora de la simulación del campo de precipitación, la misma no altera en lo esencial la manera en que el modelo captura la física de cada uno de los eventos. Tampoco resuelve los errores identificados a lo largo del Capítulo IV, corroborándose lo discutido en la sección 4.4, respecto a las posibles fuentes de generación de esos errores, que serían ajenas a la forma en que se parametriza la convección. Como se dijera con anterioridad, los resultados son coherentes en el sentido que no se observa un cambio de gran magnitud frente a dos alternativas bien diferentes en cuanto al tratamiento de la convección. Esto indica que ambas aproximaciones reproducen básicamente lo mismo. Sin embargo, ante la posibilidad de elegir entre ambas, la transparencia que ofrece el tratamiento explícito, resulta más atractiva, si además se considera que incluye una variable de pronóstico extra, que es el contenido de agua nuboso. Es decir, que, además del campo de precipitación, se obtiene otro dato de gran relevancia para el diagnóstico y pronóstico del tiempo que es la nubosidad asociada a un evento.

Para concluir con la verificación de las simulaciones en que se utiliza el tratamiento explícito, se incluye entonces, el campo nuboso simulado, en una hora cercana a la que se cuenta con la imagen satelital de cada situación. En todos los casos, para poder comparar al menos cualitativamente el contenido de agua nuboso con la información que se desprende de la imagen satelital, se sumó el contenido de agua de nube en todos los niveles, excepto el de superficie. De esta manera, se obtiene una información indicadora de lo que sucede sobre toda la columna, donde valores mayores se corresponden con mayor cantidad de agua en esa columna, aunque se pierde información acerca del nivel en que se encuentra concentrada.

En la Figura 5.1 se presentan las distintas imágenes en infrarrojo representativas de los momentos de mayor actividad convectiva para la línea y la sudestada: en a) corresponde a las 19 utc del 12 de abril y en b) a las 5 utc del 12 de noviembre. La Figura 2.9 incluye los correspondientes a los CCM para las 6 y las 19 utc del 31 de marzo y las 6 utc del 1 de abril. Por otra parte, en la Figura 5.2 se presentan los campos de agua de nube acumulados en toda la columna en una hora lo más cercana posible a la

observación.

Para el caso de la línea (comparar Figuras 5.1a y 5.2a) se observa que la correlación entre el campo nuboso observado y el simulado es muy buena, sobre todo en la región de la línea convectiva y el frente. De acuerdo con lo señalado anteriormente, persiste la tendencia del modelo a ubicar los sistemas levemente al norte de lo observado. Se obtiene a partir de este campo, otro dato que permite ubicar a la línea convectiva a partir de los máximos de nubosidad, de escala menor que la asociada al frente, al que corresponde una nubosidad menos intensa.

En cuanto a los CCM (Figuras 2.9 y 5.2 b y c) se detecta una correspondencia aceptable, sobre todo en lo referente a las zonas con mayor cantidad de nubosidad (simuladas) asociadas a los CCM.

Para el caso de la sudestada, (Figuras 5.1 b y 5.2 d) la representación del campo nuboso es buena. Es interesante destacar cómo el patrón nuboso sirve para ubicar al frente, que a esta hora está cercano a ocluirse. El modelo reproduce coherentemente bien las zonas con nubosidad más intensa, asociadas a la región frontogenética en que los movimientos de ascenso son mayores. Coincidentemente con lo señalado por Houze (1993), el área con nubosidad es mayor que la cubierta con precipitación.

En síntesis, y a la luz de la calidad del campo nuboso simulado asociado con los distintos eventos, resulta valioso el aporte del tratamiento explícito de la convección en cuanto a la información que provee y que resulta de importancia no sólo en la confección de pronósticos a corto plazo, sino también en pronósticos a mediano y largo plazo, que, si bien no constituyen un objetivo del presente trabajo, representan futuras áreas de investigación y desarrollo.

## 5.2 La inclusión de la fracción nubosa en el tratamiento explícito

Los resultados alcanzados con este tratamiento de la convección, muestran que es una buena alternativa y en tal sentido es interesante evaluar, en una primera aproximación, qué posibilidades hay de mejorar su funcionamiento. Existe un antecedente a la inclusión de una fracción nubosa en este tratamiento, llevada a cabo por Orlanski y Polinsky (1984). La misma consiste simplemente, en la inclusión de un factor (CF) que modula el término de la condensación que interviene en las ecuaciones termodinámicas (ver ecs. 3.8, 3.9 y 3.10). De esta manera, el último término de las tres ecuaciones mencionadas, se reescribe de la siguiente forma:

$$\gamma \cdot CD \cdot CF \cdot 2 \Delta t$$

$$-CD \cdot CF \cdot 2 \Delta t$$

$$CD \cdot CF \cdot 2 \Delta t$$

donde el significado de las demás variables es el definido en el Capítulo III.

Por las características del factor CF, resulta claro que tendrá que ser un valor inferior a 1, que puede variar o no en cualquiera de las dimensiones espaciales y en el tiempo.

Siguiendo la formulación de Orlanski y Polinsky (1984), la sugerencia es la de darle a CF un perfil con la altura, tal que resulte ser máximo en superficie y prácticamente nulo en el tope del modelo. La función elegida por ellos para representar tal comportamiento, fue, simplemente, una función lineal del tipo:

$$CF(z) = \left(1 - \frac{z}{H}\right) \quad (5.1)$$

Esta función estaría indicando, de alguna manera, la probabilidad de encontrar nube en un determinado nivel  $z$ , que sería máxima en superficie y mínima en altura ( $H$  es el tope de la atmósfera modelada). En otros términos, sería mucho mayor la probabilidad de tener un punto de retículo cubierto por nubosidad baja que por nubosidad alta.

Si bien es válido discutir cuán bien se puede representar la realidad con una formulación para  $CF$  como la citada anteriormente, también puede considerarse que la misma resulta un buen test para verificar la sensibilidad que el modelo pueda tener a este tipo de consideraciones.

Es interesante analizar en este punto cuál o cuáles pueden ser los beneficios de la inclusión de la fracción nubosa. En primer lugar, del tratamiento de la termodinámica húmeda descrito en el Capítulo III (que equivale a  $CF = 1$ ), se desprende que no se está *parametrizando* la convección, en el sentido estricto de la palabra, ya que se condensa el vapor que excede la saturación formando nubes y, cuando se sobrepasa un determinado umbral, ese excedente de agua líquida se extrae del sistema en forma de precipitación. Este proceso, totalmente explícito, se combina con la parametrización de la difusión vertical que actúa modulando los perfiles verticales de las variables, haciéndolos tender a la estabilidad no en forma súbita, sino mediante un proceso que se asemeja más al rol de la convección en la atmósfera. Este segundo aspecto constituye la parte *parametrizada* de la convección, si bien también se incluyó como complemento al tratamiento de Arakawa y Schubert. Los campos de precipitación obtenidos mediante la formulación explícita, sobreestiman la cantidad de precipitación en todos los casos (en forma semejante a lo que sucede con Arakawa y Schubert), de allí la idea de modular la condensación, que, en definitiva, es lo que constituye la precipitación.

Cabe destacar que, de acuerdo con lo discutido en el Capítulo III acerca de las características deseables en el tratamiento de la convección según la resolución con que se trabaje, existe cierto consenso acerca de la necesidad de parametrizarla cuando se trabaja con resoluciones más gruesas que 15 km. La inclusión de la fracción nubosa, entonces, constituye una suerte de parametrización que controla fundamentalmente la intensidad de la condensación. Este factor, aún en la forma más elemental, tiende a

producir el efecto deseado, en cuanto al control de la intensidad de precipitación, ya que, para  $CF < 1$  disminuye la tasa de condensación lo cual conduce a un menor contenido de agua de nube, menor calentamiento por liberación de calor latente y a un aumento del contenido de vapor de agua. Por lo tanto, si se comprueba la sensibilidad del modelo a la inclusión de la fracción nubosa, se habrá logrado controlar, al menos en primera aproximación parte del excedente de precipitación acumulada. Esto abriría paso a una nueva línea de trabajo, consistente en un ajuste más preciso de la formulación de esa fracción nubosa que el utilizado, a través del uso de una función más adecuada, que no solo dependiera de la altura. Más aún, y ya considerando una parametrización mucho más exacta, se podría correr un modelo sencillo de nube (uni o bidimensional) que se podría inicializar a partir de los datos provistos por el modelo regional y que permitiría encontrar el perfil de la nubosidad en esa columna, que es, en definitiva, lo que se busca con el CF.

Lo señalado anteriormente permite pautar los objetivos del presente trabajo, que en esta etapa se limitan a la evaluación de la sensibilidad del modelo (a través del campo de precipitación acumulada) a la inclusión de la fracción nubosa, siguiendo la misma formulación propuesta por Orlanski y Polinsky (1984), descrita por la ecuación 5.1. Dependiendo de los resultados que se alcancen, se diagramarán líneas de trabajo futuras, que permitan ajustar con mayor precisión el CF.

Para evaluar la sensibilidad del modelo a la inclusión de CF, se realizaron 3 nuevas experiencias en donde se utilizó el tratamiento explícito de la convección, pero ahora combinado con  $CF(z)$  (ecuación 5.1). Por esa razón, los distintos experimentos se identificarán mediante el calificador "cfz" en lugar del utilizado en la sección anterior ("cf1"). Las experiencias en cuestión son: L\_CE\_cfz, CCM\_CE\_cfz y S\_CE\_cfz para la línea de inestabilidad, los CCM y la sudestada respectivamente (ver la Tabla 4.2 para más detalles).

Los campos de precipitación obtenidos con estas nuevas experiencias, se han incluido en las Figuras 4.1, 4.2, 4.3 y 4.4, en donde el caso d) de todas ellas representa los resultados utilizando convección explícita con  $CF(z)$ .



En todas las situaciones analizadas puede observarse que, si bien el efecto neto es el esperado (es decir una disminución en la tasa de precipitación) no se detecta una gran sensibilidad a la inclusión de la fracción nubosa. De hecho, debe complementarse el análisis de las figuras citadas con la Figura 5.3, donde se plotean las diferencias entre las corridas CE\_cf1 y CE\_cfz (i.e. cf1-cfz), para detectar con mayor precisión la importancia del efecto. A partir de la Figura 5.3 resulta claro que la intensidad se atenúa en forma casi proporcional a la cantidad de precipitación. Se puede observar que las máximas diferencias se producen sobre los máximos, y representan a lo sumo un 10% de la magnitud total. Fuera de lo señalado, el aspecto de todos los campos no se diferencia significativamente de la experiencia con CF1, ni en el posicionamiento de los sistemas, ni en la forma de los campos. Además, la respuesta a CF no es igual sobre todos los centros de precipitación, notándose una sensibilidad casi nula sobre algunos de ellos. Finalmente, resta interpretar la presencia de diferencias negativas, es decir, zonas en las que la experiencia con CF produjo más precipitación. Estas regiones estarían reflejando una diferencia en la posición del sistema, más que una diferencia en la intensidad. Esto puede detectarse más claramente en el caso de la sudestada (Figura 5.3 d). En tal sentido, podría considerarse que la experiencia S\_CE\_cfz ofrece una representación levemente mejor, dado que el sistema avanza más rápidamente que en S\_CE\_cf1.

En definitiva, comparando, por ejemplo, la sensibilidad del modelo al cambio en la parametrización de la convección (AS vs CE\_cf1) y la sensibilidad del modelo a la inclusión de CF, se encuentra que para este último experimento, la misma es menor, si bien también tiende a valores de precipitación levemente más adecuados.

Los resultados expuestos estarían reflejando claramente el tipo de función escogida para CF: si se considera que la zona con máximas precipitaciones tiene un origen convectivo, se puede entender que se vea más atenuada por CF, en tanto que la precipitación de origen más estratiforme, no se vería tan afectada por el tipo de formulación elegida. Nuevamente, surge la duda de hasta qué punto el perfil adoptado es el más adecuado. Sin embargo, en la escala espacial con que se trabaja en todas estas simulaciones, no resulta inadecuado pensar que la mayor parte de la precipitación producida por el modelo tiene un origen estratiforme, ya que la de origen convectivo no

podría resolverse explícitamente (Houze, 1993). En tal sentido, el uso de un perfil que convalide lo antedicho sería correcto. Esto puede confirmarse con la respuesta obtenida para la simulación de la ciclogénesis, que ha sido en la que menos se ha reflejado la disminución de la precipitación, en tanto que se ha detectado un cambio en la posición del eje de máximas precipitaciones.

Surgen, sin embargo, algunas cuestiones que son importantes de dilucidar para poder establecer si la fracción nubosa constituye o no una alternativa válida para controlar la precipitación, y para comprender mejor por qué causa la sensibilidad a su inclusión es escasa. En primer lugar sería conveniente evaluar si la formulación explícita de la convección es correcta, en términos de la importancia relativa que en la misma adquiere la condensación dentro de las ecuaciones termodinámicas. Para avanzar sobre este punto se decidió analizar individualmente el rol de cada uno de los términos intervinientes en la ecuación evolutiva de la humedad específica, lo cual se presenta en la sección 5.2.1. Por otra parte, y en base al tipo de respuesta obtenido al incluir CF, se plantea cada vez más evidentemente la necesidad de aumentar la resolución vertical, dimensión clave en la representación de la convección en cualquier escala. Los experimentos vinculados con esto último, se analizan en la sección 5.2.2. Cabe destacar que a partir de las secciones siguientes, se ha considerado que basta con un caso para responder las cuestiones planteadas, por lo cual se ha elegido analizar los resultados obtenidos en los experimentos con la línea de inestabilidad solamente.

### ***5.2.1 Análisis de los distintos términos intervinientes en la ecuación evolutiva de la humedad específica***

La escasa sensibilidad que mostró el modelo a la inclusión de la fracción nubosa, conduce a cuestionarse si el tratamiento explícito de la convección conjuntamente con la nueva parametrización de la difusión vertical, representan correctamente la termodinámica húmeda, más allá de haberse verificado en secciones anteriores la precipitación y la

nubosidad obtenida mediante los mismos.

En principio, la respuesta esperada es que un atenuamiento de la condensación (por la inclusión de CF) debería reflejarse más claramente sobre el campo de humedad y, consecuentemente, en el de precipitación, que lo obtenido. Lo que aquí se persigue es, entonces, evaluar el rol de cada uno de los términos intervinientes en la ecuación evolutiva de la humedad específica, para confirmar que el peso relativo de cada uno de ellos sea el esperado, y no exista una sobreestimación de la importancia de ninguno de ellos.

Básicamente, la ecuación evolutiva de la humedad específica se puede expresar de la siguiente manera:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -V \cdot \nabla q - w \frac{\partial q}{\partial z} - CD + F_h + F_v$$

de donde surge que la variación de  $q$  es producida por la suma de los siguientes procesos:

- advección horizontal
- advección vertical
- condensación/evaporación
- difusión horizontal
- difusión vertical

Típicamente, se esperaría que, en los puntos donde se produce condensación, ése fuera el aporte más importante, o al menos, fuera uno de los más importantes.

A continuación se analizarán los aportes de cada uno de esos términos que pueden calcularse para cada paso de tiempo, en cualquiera de los 9 niveles. En este caso, como se dijera anteriormente, se trabajará sobre la línea de inestabilidad (L\_CE\_cf1), en tanto que se eligió un instante en que los procesos asociados a la precipitación están muy activos (18 utc del 12 de abril de 1983). De todos los niveles, se tomarán dos: uno representativo de lo que sucede en capas bajas (800 hPa aproximadamente, Figura 5.4) y otro en capas

medias a altas (400 hPa aproximadamente, Figura 5.5).

En la Figura 5.4 se observa que la variación de humedad (fig 5.4 f) está completamente dominada por el término de advección horizontal (5.4 b), que, con el avance del sistema, concentra aumentos de  $q$  por delante y fuertes disminuciones por detrás de la línea de inestabilidad (para corroborar la posición del sistema en este instante, ver la Figura 4.5 b). Tanto el término de condensación (5.4e) como el de advección vertical (5.4a), son de un orden de magnitud similar, pero se observa que se neutralizan mutuamente en su aporte a la variación total. La condensación tiende a disminuir la humedad específica en toda la zona convectivamente activa, en tanto que la presencia de movimientos verticales produce un incremento de humedad sobre la misma región. El hecho que ambos términos prácticamente se cancelen, estaría indicando que, en esas regiones, el proceso dominante para la generación de agua líquida es la condensación por ascenso. Es importante notar que el campo de condensación presenta máximos y/o mínimos muy localizados, que es una característica propia de un proceso de escala menor. La difusión vertical (5.4 c) tiene un rol importante (bastante mayor que el de la difusión horizontal) aunque no supera a los restantes términos de significancia física (observar que el intervalo entre contornos es igual para a, c y e; muy inferior para d, e igual para b y f). Es notorio cómo su importancia relativa aumenta sustancialmente sobre la región convectivamente activa, lo cual se condice con la formulación que se ha adoptado para el esquema de difusión vertical. En tal sentido, este análisis también sirve como verificación de la parametrización de la difusión vertical propuesta.

En niveles más altos (Figura 5.5), se observa que los aportes relativos son esencialmente iguales, notándose, como es de esperar, una disminución de las cantidades de humedad involucradas. Es importante destacar que el aporte de la difusión vertical es el que más se ha debilitado, lo cual indica que la inestabilidad es menor en estos niveles.

Algo similar a lo analizado previamente se ha obtenido en otras horas del transcurso de este sistema. Para completar este análisis, se incluye la Figura 5.6, en la cual se ha realizado un corte vertical en 33°S, con el objeto de verificar la estructura vertical de la variación de humedad específica. El patrón de cada uno de los aportes

permite comprobar lo señalado anteriormente.

El comportamiento de cada uno de los términos ha confirmado que la representación del proceso que se obtiene mediante el uso de la convección explícita y de la nueva difusión vertical es adecuado. El peso de la condensación es uno de los más importantes en las regiones convectivamente activas (como era de esperar), si bien se ve contrarrestado por la advección vertical, lo cual, en términos globales conduce a un patrón de variación de humedad muy dominado por la advección horizontal que también es un proceso muy importante (basta recordar, por ejemplo la intensidad de la convergencia sobre la zona con mayor gradiente de humedad mostrada en la Figura 4.6b).

Para cerrar este análisis sólo resta estudiar qué sucede con estos términos cuando la condensación se modula mediante CF. Para ello, se presenta una figura análoga a la 5.6 pero ahora para la experiencia L\_CE\_cfz (Figura 5.7). Debe destacarse que resulta difícil explicar las diferencias entre ambos experimentos, que son pequeñas y no alteran el patrón general de todos los términos analizados. Ello se debe al efecto acumulativo en el tiempo que tiene la inclusión de CF, ya que, si en un paso de tiempo conduce a valores de humedad específica mayores, a costa de remover menos vapor por condensación, en el paso de tiempo siguiente, habrá una mayor disponibilidad de vapor, que podría conducir más fácilmente a la saturación y consecuentemente, habría un mayor volumen para condensar. De todas maneras, es de esperar que en un dado paso de tiempo, el término de condensación/evaporación sea levemente mayor (en módulo) para la experiencia cf1 que para la cfz, que es lo que se observa en la figura.

Con el objeto de destacar el efecto de CF, se incluye la Figura 5.8 en donde se ploteó la diferencia (caso cf1-cfz) en el campo de variación de humedad específica que se produjo entre la hora 12 y la hora 18 utc del 12 de abril. La figura pone en evidencia que, tal como se esperaba, durante ese período de 6 horas, la atmósfera es más húmeda para el caso cfz, presentando una máxima diferencia entre ambos experimentos en capas medias, donde el efecto de la fracción nubosa es importante, y los niveles de humedad permiten detectarlo.

### **5.2.2 Evaluación del efecto de un aumento en la resolución vertical**

A lo largo de los distintos resultados expuestos, se ha puesto de manifiesto la importancia de lograr una mejor definición de la estructura vertical de los procesos, para lo cual una de las alternativas es el aumento de la resolución en esa dirección. Esta alternativa quedaría totalmente justificada en el caso en que se contara con datos iniciales y de contorno con una mayor definición vertical que los utilizados. Actualmente, no se dispone de conjuntos de datos con tales características, si bien es de esperar que, los reanálisis producidos por el NCEP y el ECMWF (que actualmente se encuentran en etapa de validación) estén disponibles en el corto plazo. De todas maneras, se ha considerado que es interesante evaluar si el aumento de resolución vertical, introduce alguna mejora significativa en la simulación de la línea de inestabilidad, y en particular, si se logra de esta manera una mayor sensibilidad a la inclusión de la fracción nubosa.

Para esta fase del trabajo se realizaron dos nuevas experiencias: L18\_CE\_cf1 y L18\_CE\_cfz, que se diferencian de las utilizadas en las secciones 5.1 y 5.2 en que la resolución vertical se incrementó de 9 a 18 niveles sigma (el resto de las características se encuentra detallado en la Tabla 4.2). Cabe destacar que, trabajando en un Sun SPARCstation 1000, el tiempo de cómputo requerido por estos experimentos duplica el de los anteriores (es de alrededor de 6 horas), con lo cual, su uso operativo no sería probable.

En la Figura 5.9 se presenta el campo de precipitación obtenido mediante L18\_CE\_cf1 (5.9 a), L18\_CE\_cfz (5.9 b) y la diferencia entre ambos (i.e. cf1-cfz; Figura 5.9 c). Estas figuras pueden compararse con sus análogas para 9 niveles (Figura 4.1 c y d y 5.3 a). Lo más notorio en la experiencia con 18 niveles es que hubo una disminución del centro de precipitación ubicado más al norte, en tanto que, persiste la sobreestimación del máximo principal (que ahora es levemente mayor). El aspecto general no se ha modificado sustancialmente.

En cuanto al efecto de la fracción nubosa, el campo de diferencias muestra algo

muy similar a lo que ocurría con 9 niveles, tanto en relación a la magnitud del efecto, como a la ubicación de las regiones donde este se hace más evidente. Este resultado indica, entonces, que la sensibilidad a la inclusión de la fracción nubosa no aumenta con un aumento en la resolución. Es decir, que una mejor representación de la estructura vertical produce un cambio en el campo de precipitación acumulada pero no en el rol de la condensación dentro de la termodinámica húmeda. Esto, de alguna manera también estaría indicando que, a medida que se aumenta la resolución, se justifica cada vez menos el modular artificialmente la convección.

Para finalizar con esta primera aproximación al estudio de la sensibilidad a un aumento en la resolución vertical, se incluye la Figura 5.10 en donde se muestran los mismos campos que en las Figuras 4.5 y 4.6 pero sólo para dos de las horas más importantes del sistema: las 12 utc del 12/4 (en la primera columna) y las 0 utc del 13/4 (en la segunda columna). A las 12 utc, en 1000 hPa, se nota una disminución más marcada de las alturas en las inmediaciones de la línea convectiva que para el experimento con 9 niveles, que no se visualiza en los análisis. La posición del mínimo de vorticidad es muy similar para ambos experimentos. Los cambios más importantes se observan en las alturas de 500 hPa, donde se observa un incremento en el gradiente de geopotencial, aunque los valores son claramente inferiores a los de los análisis y a los simulados con 9 niveles, la corriente en chorro presenta una intensidad más acorde con los análisis. En 850 hPa no se observan diferencias significativas. Para la hora 0 utc se observa un mejor posicionamiento del mínimo de vorticidad, que no ha avanzado más al norte debido a que el ingreso del anticiclón del Pacífico se halla mejor representado. Algo similar indica el campo de 850 hPa. En altura, persisten las tendencias señaladas para la hora anterior, con una subestimación de los geopotenciales en todo el dominio (aunque no tan marcado como a las 12 utc) y una mejor representación del gradiente; la corriente en chorro tiene una intensidad mayor, pero está peor posicionada (siempre en relación con el experimento de 9 niveles).

El modelo, entonces, ha resultado sensible al cambio en la resolución vertical, detectándose variaciones en los distintos campos analizados, aunque las mismas no siempre han resultado en mejoras. Es de esperar que el mayor cambio (i.e. una mejora sistemática)

se observe cuando los datos iniciales provean una mejor definición de la estructura vertical, la que a su vez pueda ser mejor capturada por la versión de 18 niveles aquí presentada.

### ***5.3 Discusión y resumen de los resultados obtenidos***

En este capítulo se ha tratado de detectar la sensibilidad del modelo a cambios en la parametrización de la convección utilizada, con el objetivo central de elegir un tratamiento de la convección que represente más adecuadamente la precipitación asociada a distintos sistemas convectivos. También se ha indagado la posibilidad de reformular una de las parametrizaciones utilizadas (la explícita) con el mismo fin.

Los experimentos realizados con las cuatro situaciones elegidas mostraron que el tratamiento explícito ofrece la ventaja de la sencillez, al tiempo que pronostica una variable extra, que es el contenido de agua de nube. En cuanto al campo de precipitación, todos los experimentos muestran una pequeña sensibilidad, que tiende a mejorar la representación de este campo. En ningún caso se obtienen cambios significativos en las restantes variables. Los campos de nubosidad obtenidos se comparan satisfactoriamente con las observaciones disponibles para todas las situaciones.

Todos los resultados expuestos, indican que el uso del tratamiento explícito es recomendable. Sin embargo, como persiste una sobreestimación de la cantidad de precipitación simulada, se ha considerado la posibilidad de mejorar esta formulación mediante el uso de un factor, denominado fracción nubosa, que disminuya la tasa de condensación y, consecuentemente la precipitación. Esta alternativa también se probó con los cuatro casos, obteniéndose una escasa sensibilidad a su inclusión, si bien se logró disminuir levemente la cantidad de precipitación acumulada en algunos de los centros de precipitación. Este primer resultado, indicaría que este factor podría incluirse, si bien no modula la intensidad de precipitación en la forma esperada, a pesar de haberse elegido



para ese factor un perfil con la altura bien determinado. Por esta razón, no resulta de mayor interés continuar con desarrollos más complicados que representen la fracción nubosa en forma más precisa. De todas maneras, se realizaron otras experiencias para garantizar que esta escasa sensibilidad pudiera deberse: i) a falencias en el tratamiento explícito y/o en la parametrización de la difusión vertical; o ii) a una pobre representación de la estructura vertical. Ambas alternativas fueron deshechadas, al tiempo que se observó que el aumento de resolución vertical, mejoró parcialmente la simulación de la línea de inestabilidad.

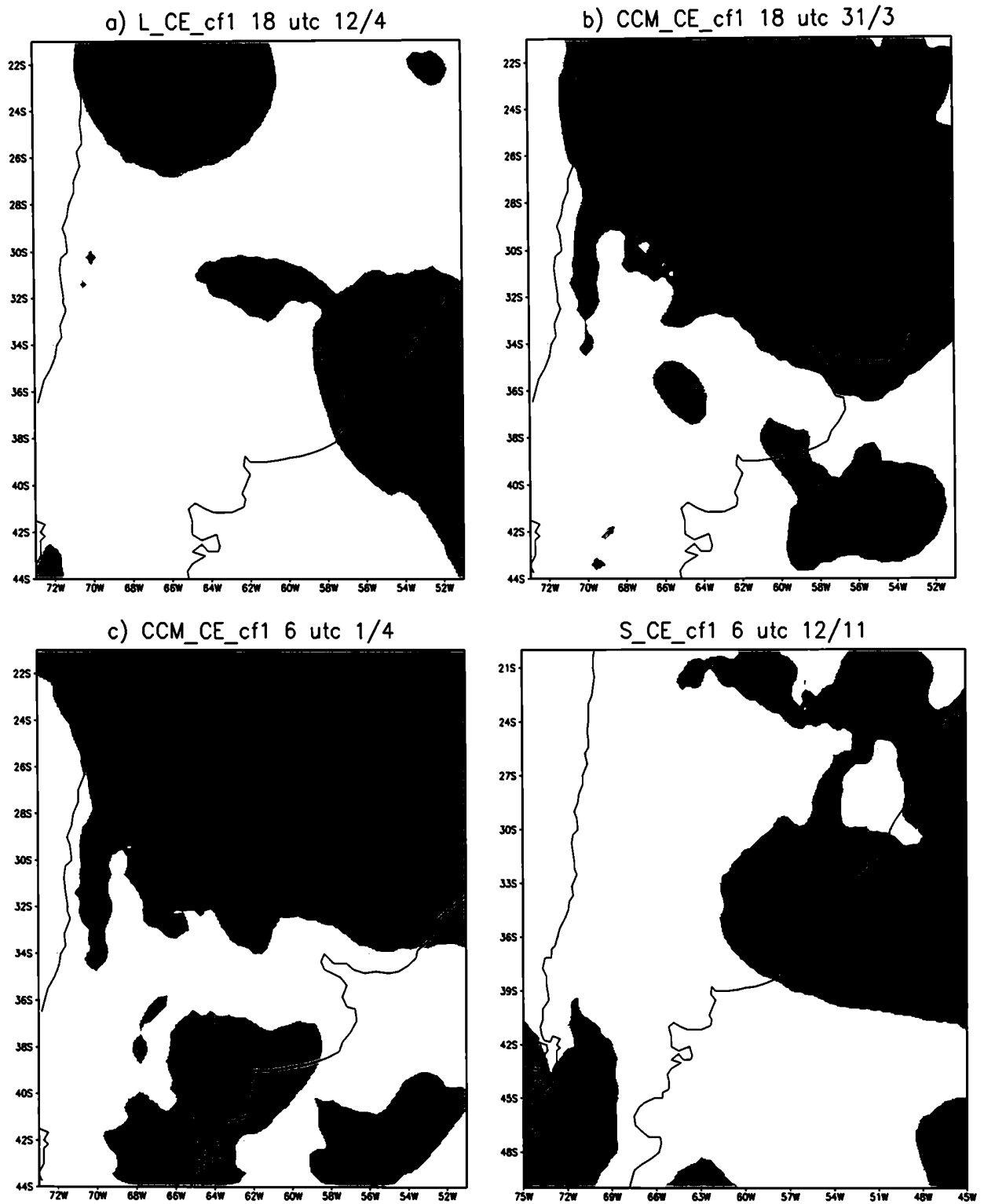


a)

*Figura 5.1: a) Imágen en infrarrojo para las 19 utc del 12/4/83; b): ídem a) para las 5:12 utc del 12/11/89.*



b)



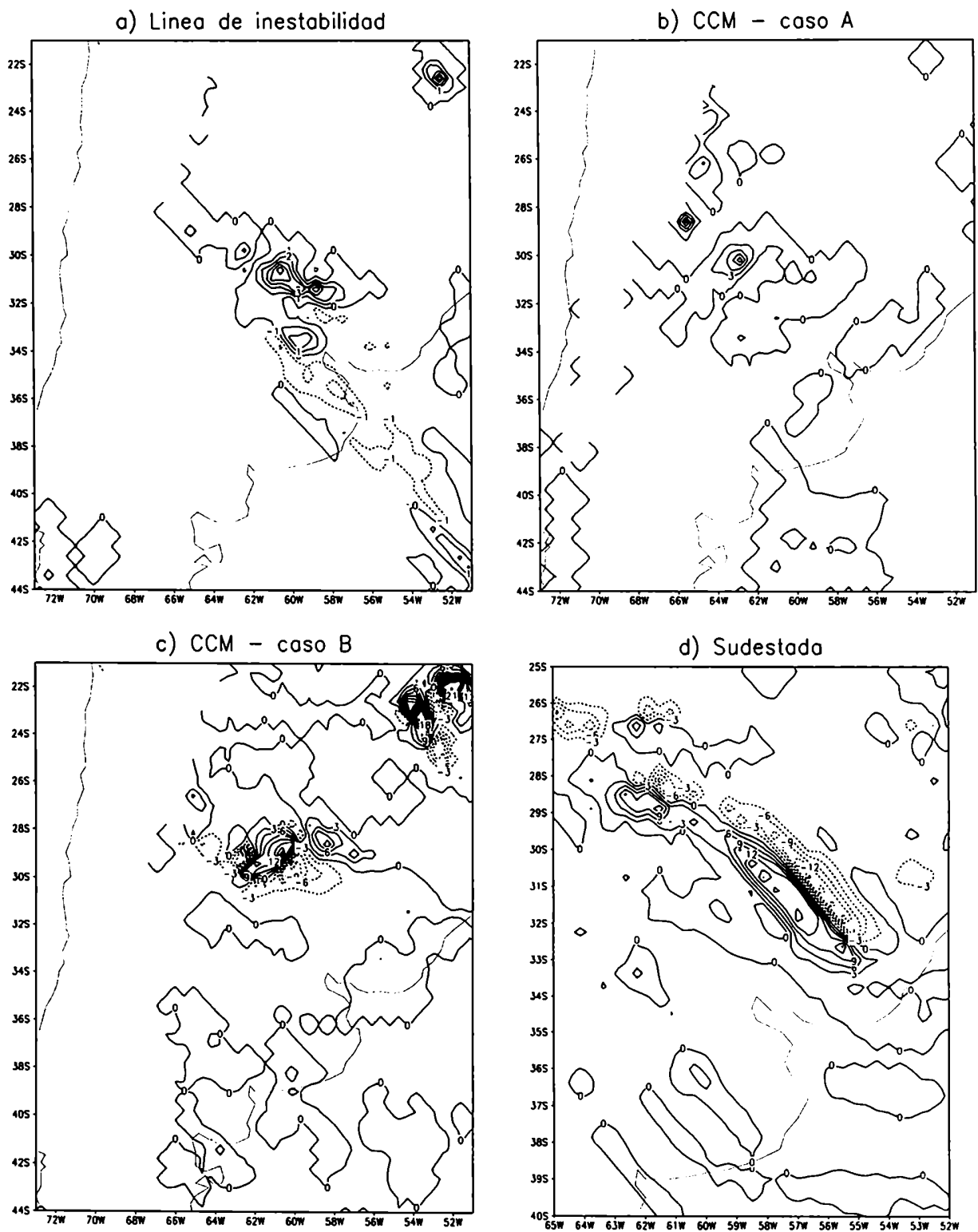
**Figura 5.2:** Campo de agua de nube acumulado en toda la columna, en g/kg.

a) Experimento L\_CE\_cf1, a las 18 utc del 12/4, sombreado a partir de 1 g/kg.

b) Experimento CCM\_CE\_cf1, a las 18 utc del 31/3, sombreado a partir de 1 g/kg.

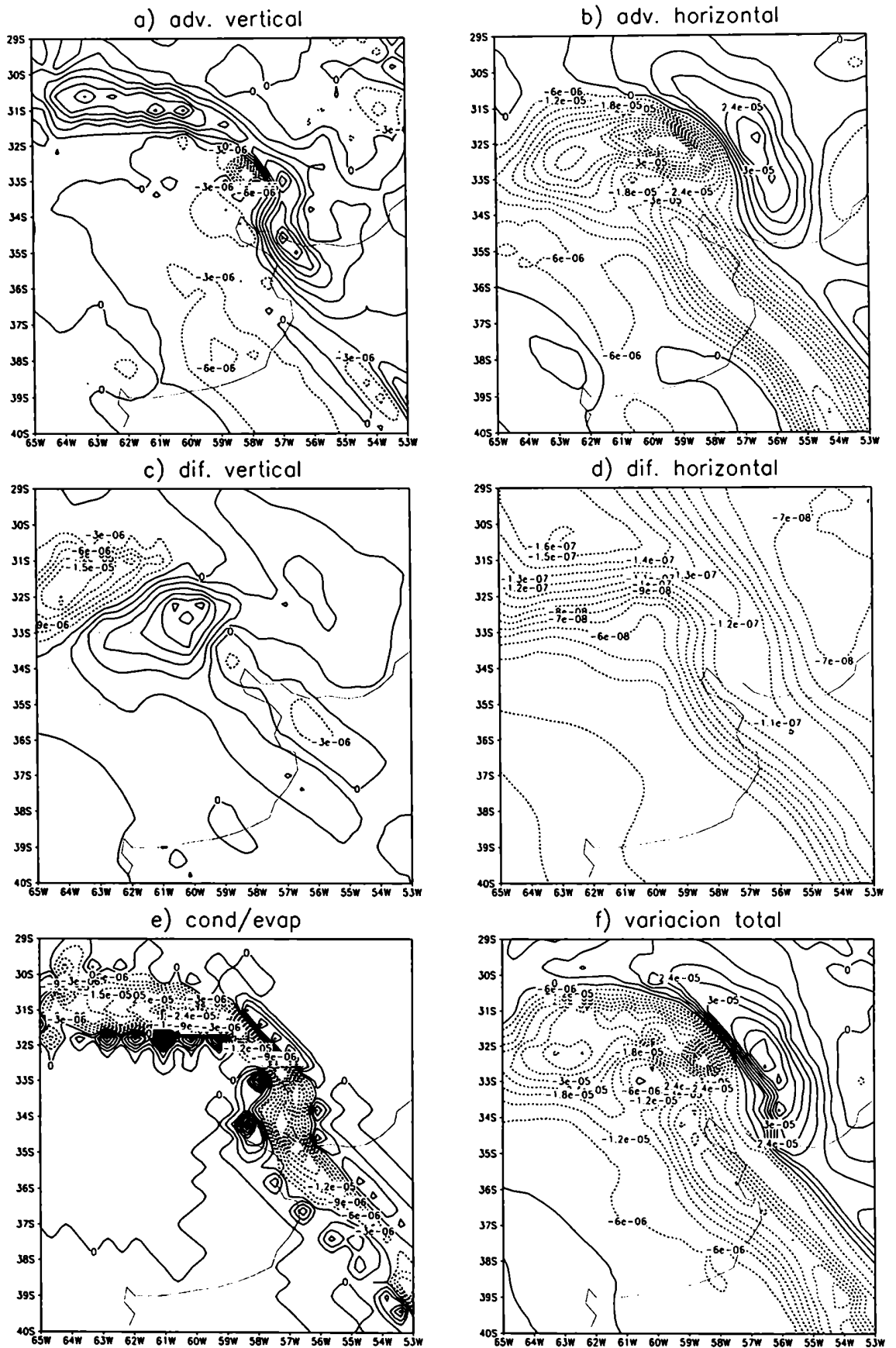
c) ídem b) para las 6 utc del 1/4.

d) Experimento S\_CE\_cf1, a las 6 utc del 12/11, sombreado a partir de 1 g/kg.



**Figura 5.3:** *Diferencias en la precipitación acumulada entre las experiencias “cf1” y las “cfz” (equivalente a restar casos “d” de casos “c” en las Figuras 4.1 a 4.4).*

- a) Experimentos con la línea de inestabilidad (intervalo entre isolíneas de 1 mm).*
- b) Experimentos con el CCM A (intervalo entre isolíneas de 3 mm).*
- c) Experimentos con el CCM B (intervalo entre isolíneas de 3 mm).*
- d) Experimentos con la sudestada (intervalo entre isolíneas de 3 mm).*



**Figura 5.4:** Términos intervinientes en la ecuación evolutiva de la humedad específica obtenidos con la experiencia *L\_CE\_cf1*, a las 18 utc del 12/4 en el nivel  $\sigma=7$ .  
 a) advección vertical (intervalo  $3 \cdot 10^{-6}$ ); b) advección horizontal (intervalo  $6 \cdot 10^{-6}$ );  
 c) difusión vertical (intervalo  $3 \cdot 10^{-6}$ ); d) difusión horizontal (intervalo  $1 \cdot 10^{-8}$ );  
 e) condensación / evaporación (intervalo  $3 \cdot 10^{-6}$ ); f) variación total (intervalo  $6 \cdot 10^{-6}$ ).

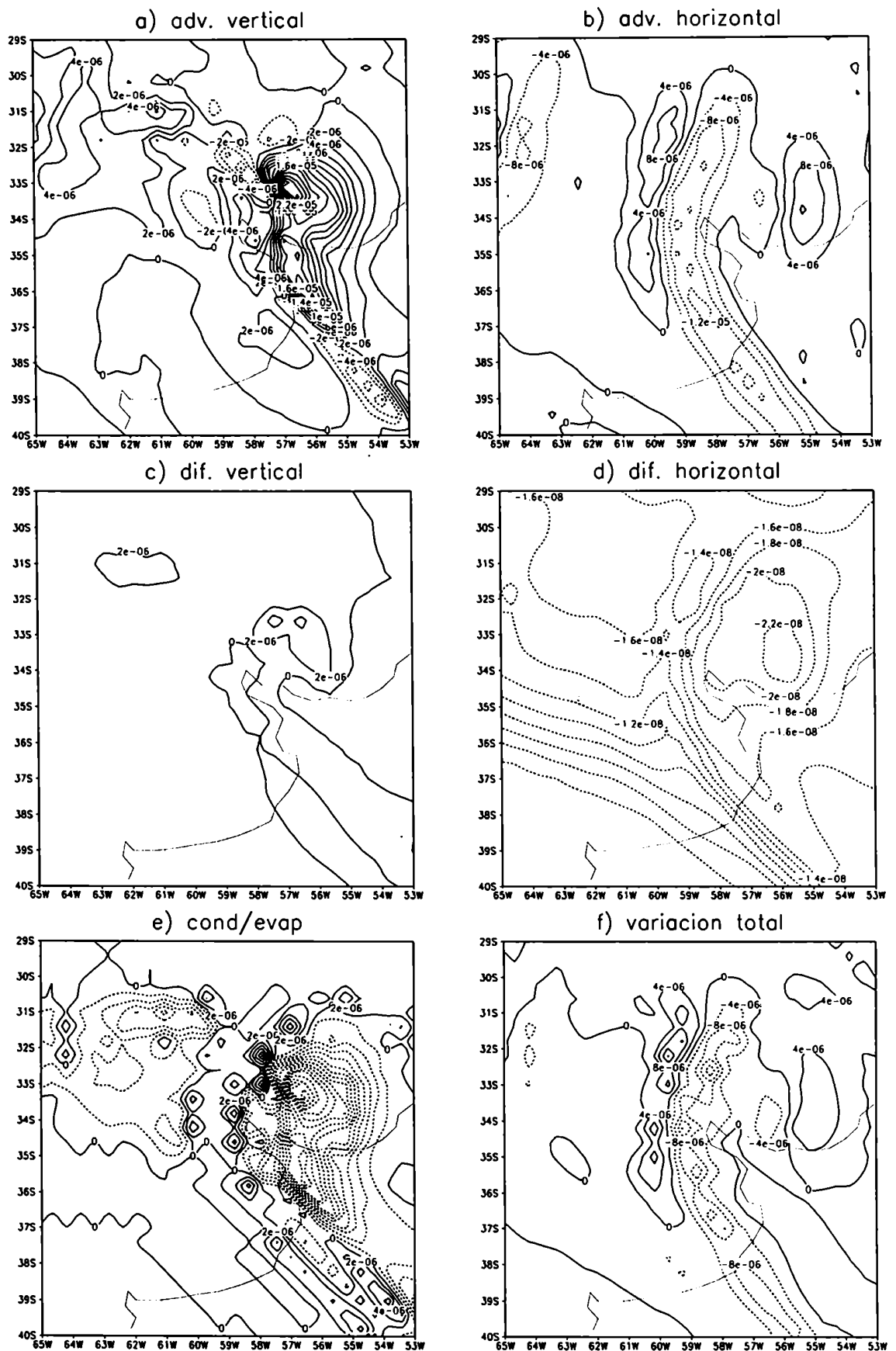


Figura 5.5: Idem Figura 5.4, para el nivel  $\sigma = 4$ . Intervalo entre isolíneas en a), c) y e):  $2 \cdot 10^{-6}$ ; en b) y f):  $4 \cdot 10^{-6}$  y en d):  $0.2 \cdot 10^{-8}$ .

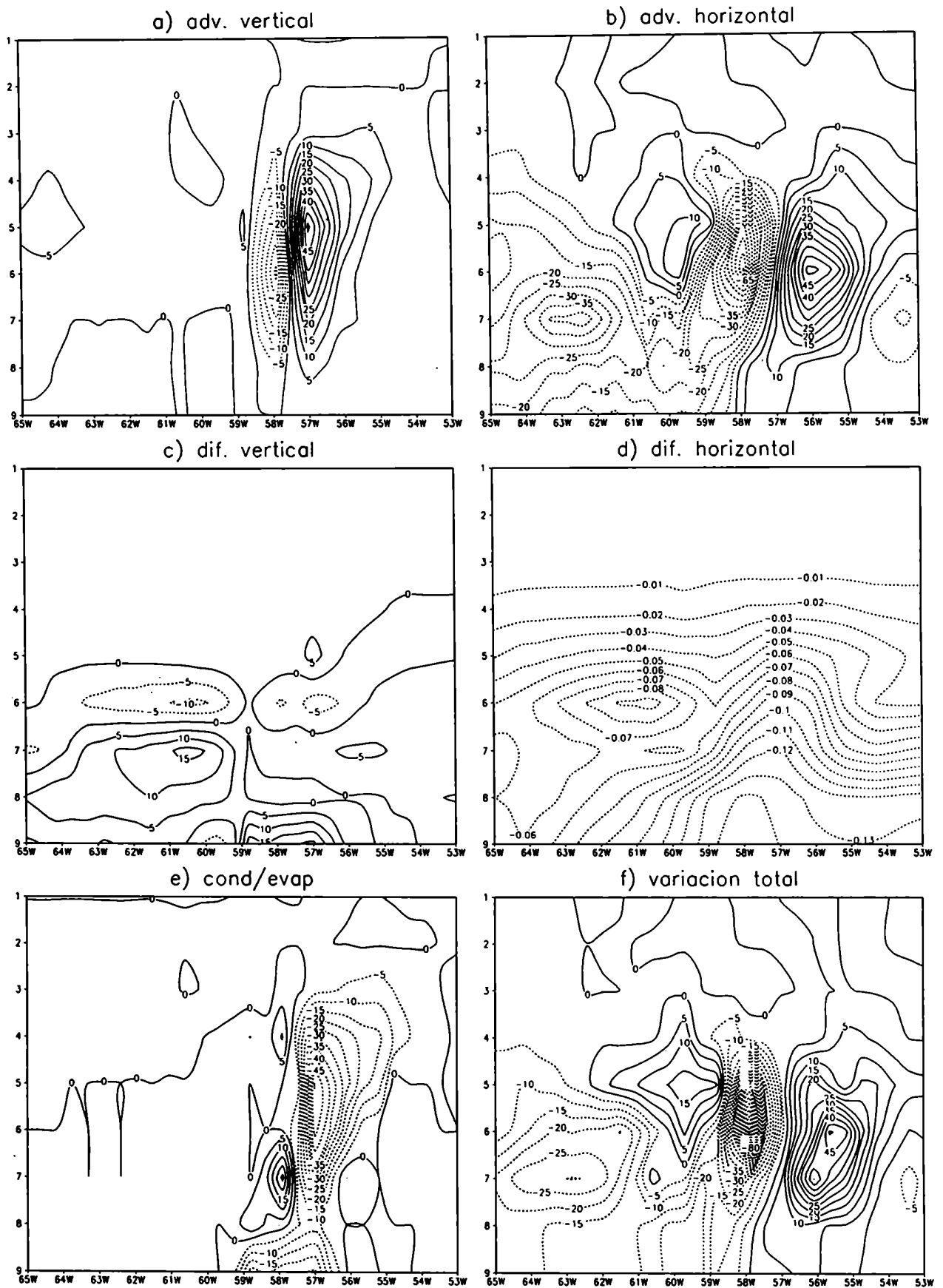


Figura 5.6: Corte vertical en 33°S de los términos intervinientes en la ecuación evolutiva de la humedad específica obtenidos con la experiencia L\_CE\_cf1, a las 18 utc del 12/4. Todos los términos se han multiplicado por  $10^6$  y graficado cada 5, excepto en d), que se graficaron cada 0.01.

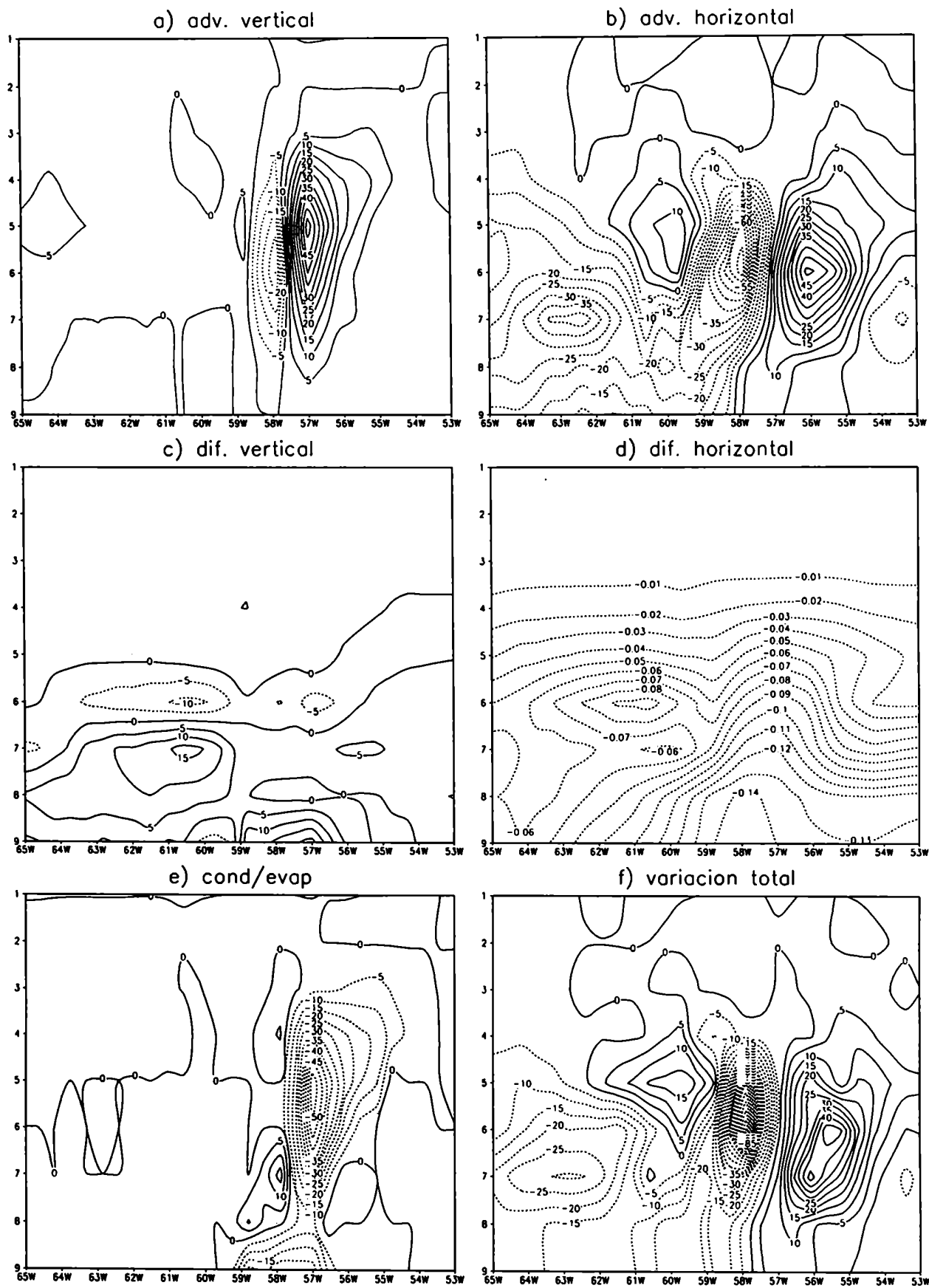
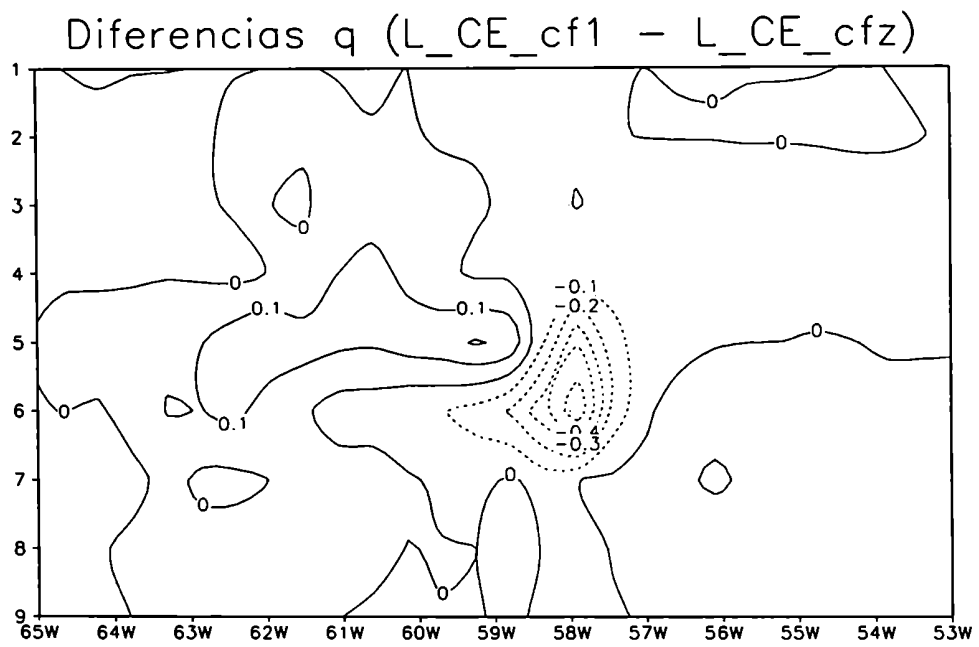


Figura 5.7: Idem Figura 5.6, pero obtenida con la experiencia  $L\_CE\_cfz$ .





*Figura 5.8: Diferencia en la variación de humedad entre las horas 12 y 18 utc del 12/4/83 obtenida con  $L\_CE\_cf1$  y con  $L\_CE\_cfz$ , en g/kg..*

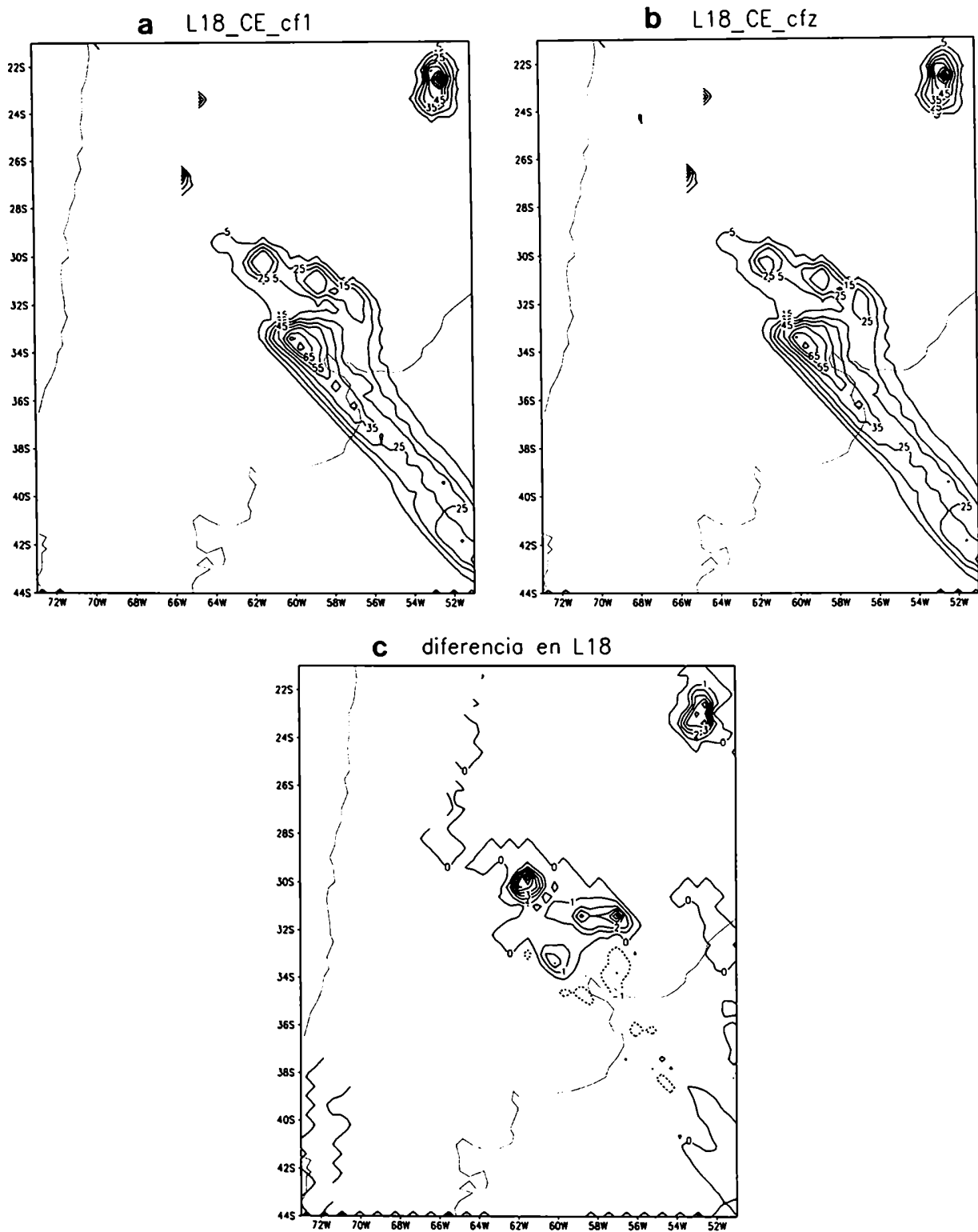


Figura 5.9: Precipitación acumulada entre las 12 utc del 12/4/83 y las 0 utc del 13/4/83.

- a) Experimento L18\_CE\_cf1, isolíneas cada 10 mm, a partir de 5 mm.
- b) Idem a) para el experimento L18\_CE\_cfz.
- c) Diferencia en mm entre L18\_CE\_cf1 y L18\_CE\_cfz (i.e “cf1”- “cfz”).

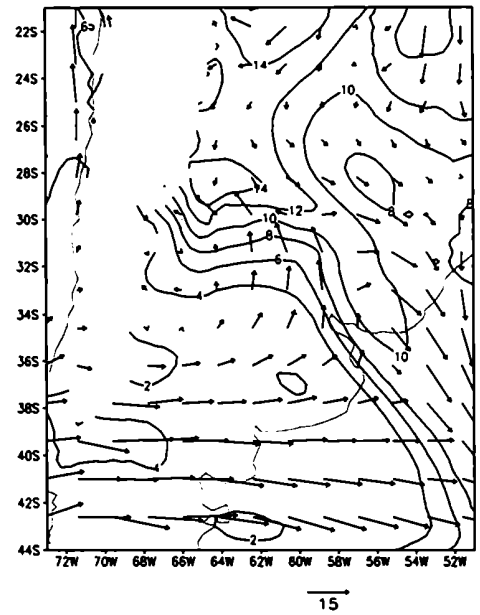
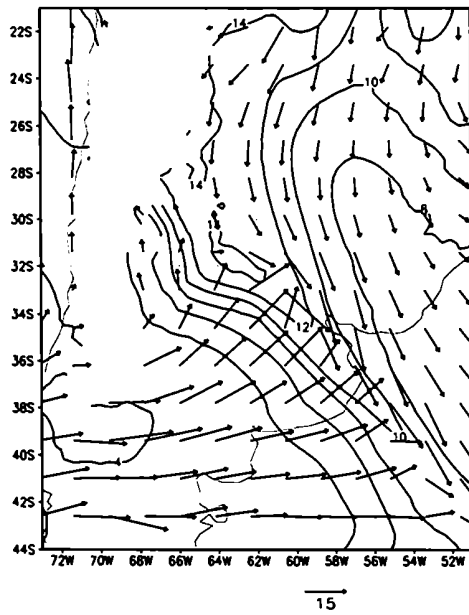
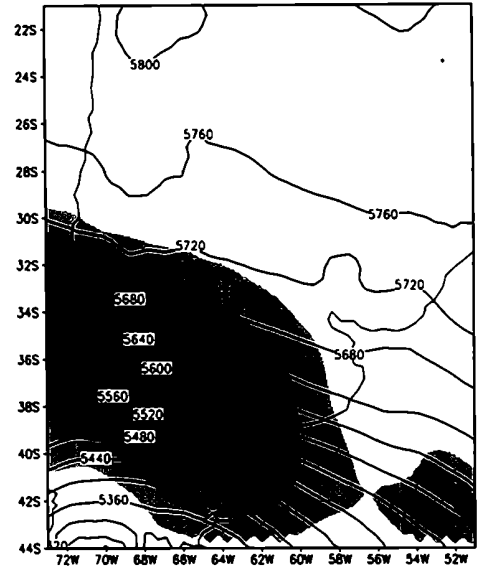
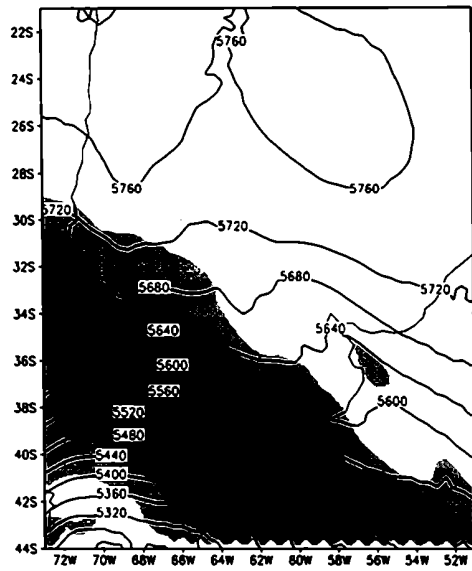
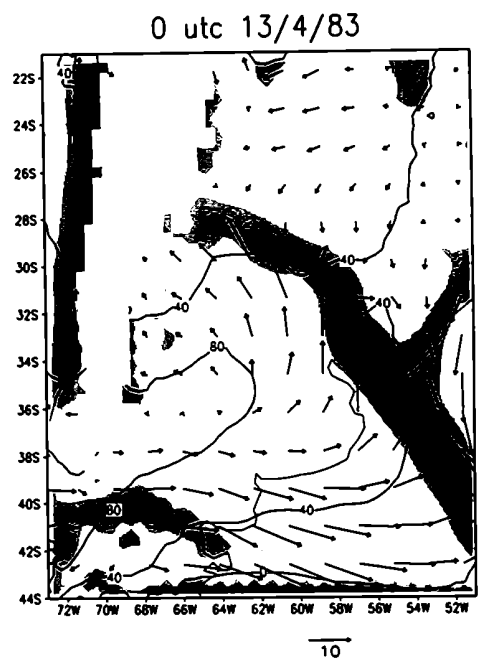
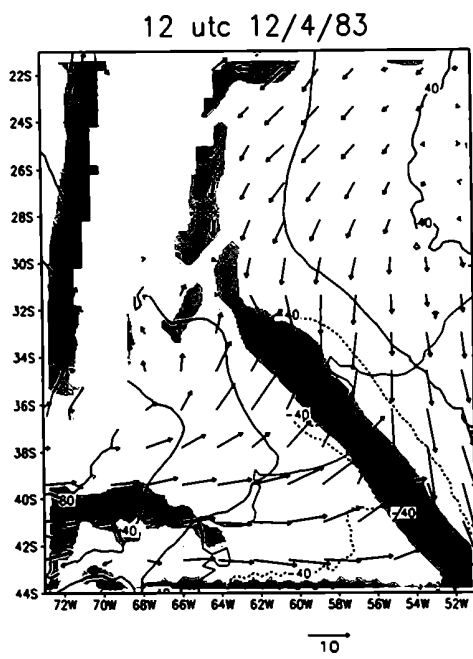


Figura 5.10: Idem Figuras 4.5 y 4.6, para las 12 utc del 12/4 y las 0 utc del 13/4, obtenidas con L18\_CE\_cf1.

# CAPITULO VI

## *Conclusiones*

En esta tesis se ha trabajado, fundamentalmente, en la adaptación de un modelo regional (el LAHM/GFDL versión CIMA) para ser utilizado en la simulación y/o pronóstico de precipitaciones intensas en latitudes medias y subtropicales de América del Sur.

La tarea de adaptación consistió, en primer lugar, en la inclusión de una parametrización de la difusión vertical de primer orden, que funcionara en toda la tropósfera, con un coeficiente de viscosidad turbulenta que dependiera de la inestabilidad en cada punto, a través del número de Richardson.

Además se adoptó la técnica de anidado telescópico para minimizar el impacto por el cambio abrupto de resolución entre los datos iniciales y el intervalo de retículo del modelo.

Con la utilización de las modificaciones propuestas, también se estuvo en condiciones de adaptar otra alternativa (a las ya incluidas en el modelo) para la parametrización de la convección, denominada *tratamiento explícito*.

Las cuatro situaciones sinópticas elegidas tuvieron como denominador común la generación de abundantes lluvias sobre el territorio argentino. El diseño de experiencias se efectuó de tal manera de realizar, a lo sumo, simulaciones a 48 horas, en tanto que se abarcó una región relativamente pequeña en la mayoría de los mismos, con el objeto de mantener el tiempo de cómputo en valores razonables como para pensar en un futuro trabajo operativo.

La sensibilidad del modelo a la parametrización de la difusión vertical propuesta fué muy grande. La simulación de la precipitación obtenida con el esquema de Arakawa y Schubert combinado con el tratamiento difusivo propuesto (en comparación con el original), mejoró considerablemente, tanto en intensidad como en ubicación de los sistemas. Este resultado indicó la necesidad de trabajar con las modificaciones propuestas en las escalas de interés de este trabajo, deshechándose el tratamiento original. Este nuevo modo de utilización del modelo (anidado telescópico, nueva parametrización de la difusión vertical y esquema de Arakawa y Schubert) se denominó experimento control.

Además de verificarse los campos de precipitación, se evaluó la calidad de las simulaciones de control sobre otros campos, para todas las situaciones sinópticas, en distintos momentos de su evolución y en diferentes niveles de la atmósfera. De esta validación se destacan los siguientes resultados:

*\* las diferentes simulaciones son satisfactorias, ya que se pueden identificar los aspectos claves de cada uno de los sistemas, en lo que hace a su intensidad, evolución temporal y ubicación.*

*\* el modelo permitió realizar, en todos los casos, simulaciones con una antelación entre 24 y 48 hs, con lo cual se constituye en una alternativa interesante para el pronóstico de situaciones severas sobre la región. Se ha notado una disminución de la calidad de las simulaciones a posteriori de las 36 horas.*

*\* se ha identificado un problema común a las distintas situaciones sinópticas: una subestimación de la intensidad de los sistemas, caracterizada por un debilitamiento de la baroclinicidad asociada a los mismos, efecto que se acentúa notoriamente con la altura (más visible en el atenuamiento de los gradientes de geopotencial en niveles altos y medios).*

*\* se ha observado una leve tendencia a la sobreestimación de la precipitación y/o a la generación de centros de precipitación no detectables en las observaciones.*

\* *en cuanto a los sistemas convectivos en mesoescala, se ha encontrado una respuesta satisfactoria del modelo, si se tiene en cuenta la escasa información que se desprende de los análisis de mayor escala respecto a la ocurrencia de tales fenómenos (tanto para la línea de inestabilidad como para los CCM). El modelo captura con mucho más detalle, respecto a los análisis, las estructuras dinámicas en lo referente, por ejemplo, a la evolución temporal de los centros de vorticidad ciclónica. Sin embargo, se observó una imprecisión en la ubicación exacta de los centros de máxima actividad.*

\* *para el caso de la ciclogénesis, se ha detectado un leve retardo en la simulación. De todas maneras, se mejoró mucho la precisión en la ubicación del ciclón en superficie y de la vaguada en altura, en relación a los experimentos con la línea y los CCM.*

En el Capítulo IV se discutieron las posibles causas de las falencias detectadas en la simulación de los distintos sistemas. Entre ellas se destaca la *escasa resolución* de los datos utilizados para dar condiciones iniciales, de contorno e inclusive para validar el modelo. El problema señalado se observa tanto en la escala espacial (horizontal y vertical) como en la temporal, para todas las variables. En particular, cabe señalar la *baja calidad* de los campos de velocidad vertical y de humedad específica, ya documentada por otros autores. *En tal sentido, el modelo con las modificaciones realizadas, constituye una herramienta muy valiosa para la generación de conjuntos de datos que complementen los disponibles y permitan el estudio más detallado de los procesos de menor escala, no resueltos por los análisis.*

Los resultados satisfactorios obtenidos en los distintos experimentos de control, permitieron continuar con un ajuste más fino del modelo, dirigido, fundamentalmente, a la mejora de la simulación del campo de precipitación.

Para ello el primer paso fué la adaptación del esquema explícito para el tratamiento de la convección, que constituye una alternativa interesante debido a la transparencia de su formulación y a que incluye una ecuación de pronóstico extra para el contenido de agua de nube.

Comparando los campos de las distintas variables obtenidos con el tratamiento explícito versus el control, para todas las situaciones, se encuentra una leve diferencia en los campos de precipitación acumulada, que tiende a una mejora de los mismos. Los restantes campos, en tanto, no presentan cambios significativos. La nubosidad simulada con el esquema propuesto, resultó correctamente representada, comparada con la información que se infiere de las imágenes satelitales disponibles.

*Por lo antedicho, se concluye que el tratamiento explícito es una alternativa recomendable en la simulación de sistemas precipitantes (de distinta naturaleza) sobre nuestra región, no sólo por la calidad del campo de precipitación simulada sino también por ofrecer información acerca de la nubosidad asociada a los mismos.*

También se ha indagado la posibilidad de reformular el tratamiento explícito de la convección para ajustar aún más la representación del campo de precipitación. Para ello, se ha incorporado un factor, denominado fracción nubosa (CF), que se definió como una función lineal de la altura, de tal manera de ser máximo en superficie (e igual a 1) y nulo en la altura. El efecto buscado fue disminuir la tasa de condensación y, consecuentemente la precipitación.

Esta alternativa también se probó con los cuatro casos, obteniéndose una escasa sensibilidad a su inclusión, si bien se logró disminuir levemente la cantidad de precipitación acumulada en algunos de los centros de precipitación. Este primer resultado, indicaría que este factor podría incluirse, si bien no modula significativamente la intensidad de precipitación.

De todas maneras, se realizaron otras experiencias para determinar si esta escasa sensibilidad podría deberse: i) a falencias en el tratamiento explícito y/o en la parametrización de la difusión vertical; o ii) a una pobre representación de la estructura vertical.

Ambas alternativas fueron deshechadas, con lo cual, se confirma que *el modelo es poco sensible a la inclusión de CF y ello no se debió a falencias en la parametrización*

*de la convección ni a la escasa resolución vertical, por lo que se considera que no resulta de mayor interés continuar con desarrollos más complicados que representen la fracción nubosa en forma más precisa.*

Los distintos experimentos realizados mostraron (además de fallas en los datos iniciales, ya discutidas), la existencia de limitaciones del modelo. Por ejemplo, el tratamiento de la capa límite planetaria y de los procesos de superficie debería ser mejorado, sobre todo cuando se trabaja en mesoescala (como fuera señalado en el Capítulo III). Por otra parte, la respuesta a la inclusión de la fracción nubosa, indica que se ha alcanzado un tope en cuanto al detalle con que se puede representar la convección, lo cual constituye una restricción respecto a los procesos que pueden ser capturados por el modelo.

En cuanto a los aspectos numéricos, sería necesario controlar los problemas de bordes que surgen, fundamentalmente, cuando los límites del dominio elegido atraviesan regiones con topografía alta. Asimismo, debería complementarse el anidado telescópico con alguna técnica de asimilación de radiosondeos locales, con el fin de mejorar la descripción de los sistemas sobre esta región.

Los aciertos y los problemas señalados indican que la utilización del modelo LAHM es recomendable para el estudio de sistemas típicos de latitudes medias, de dimensiones espaciales propias de la mesoescala o de escala mayor, siempre que los mismos (y/o los procesos asociados) puedan ser estudiados con resoluciones de a lo sumo 25 km. No se recomienda trabajar con mayores resoluciones, debido a que el modelo debería ser sometido a demasiados ajustes, lo cual no se justificaría dada la cantidad de modelos no-hidrostáticos existente, desarrollados en otros países, y de libre acceso a la comunidad científica.

Del presente trabajo, se destaca la labor realizada en cuanto a:

- \* las modificaciones a las parametrizaciones tendientes a mejorar la calidad de las simulaciones;
- \* la incorporación del anidado telescópico;




- \* la adaptación de un esquema explícito para el tratamiento de la termodinámica húmeda;
- \* la preparación del modelo para funcionar con 18 niveles;
- \* el testeo del funcionamiento del modelo (en la nueva versión propuesta) en situaciones particularmente difíciles de modelar.

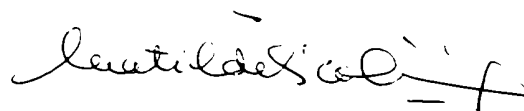
Lo señalado anteriormente, ha sido diseñado para obtener una óptima respuesta del modelo LAHM sobre una región muy singular en cuanto a su orografía, que, frecuentemente, genera importantes problemas numéricos en los modelos de pronóstico de mediana y alta resolución. El resultado, es un modelo de área limitada cuya física y resolución lo hacen comparable (al menos en esta fase experimental) a los utilizados por los centros de pronóstico internacionales más importantes (como el NCEP).

También cabe destacar que, a lo largo de esta tarea, se manejaron alternativas accesibles (tanto en función al tiempo de cómputo, como a los datos imprescindibles para su funcionamiento y a la facilidad de manejo del modelo) para que este modelo resulte una herramienta útil a distintos potenciales usuarios entre los cuales se destacan dos grandes áreas:

- a) la de simulaciones y/o pronósticos a corto plazo, con particular interés en la precipitación;
- b) la de simulaciones y/o pronósticos del clima regional, por medio del anidado de este modelo en uno de circulación general.

Ambas constituyen áreas en pleno crecimiento y de gran importancia en las actividades productivas de nuestro país, por lo cual el aporte de este trabajo de investigación, toma singular relevancia, iniciando y/o complementando su desarrollo.

  
Andrea Celeste Saulo  
Doctoranda

  
Matilde Nicolini  
Directora

## *Apéndice*

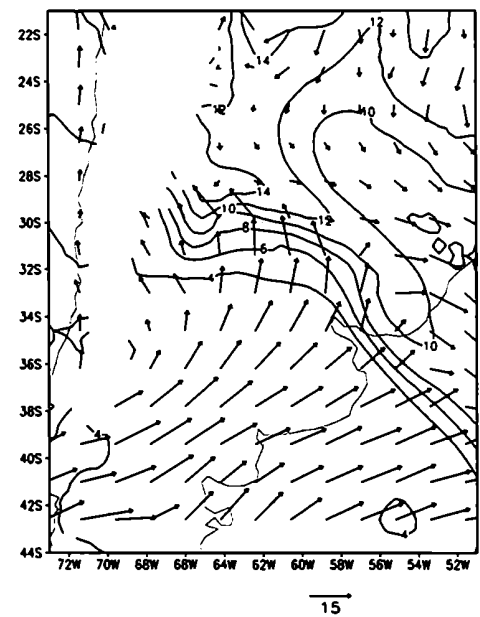
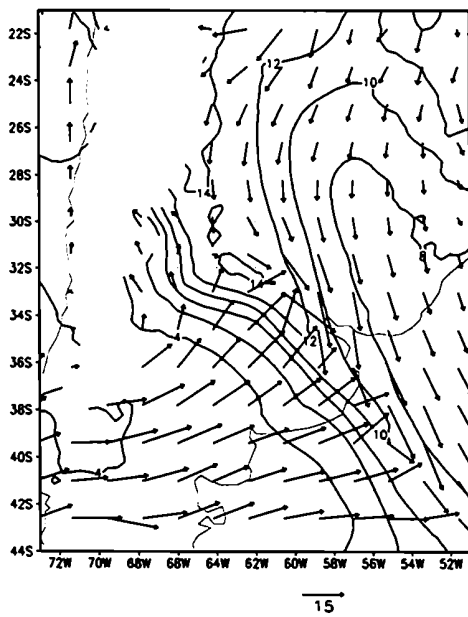
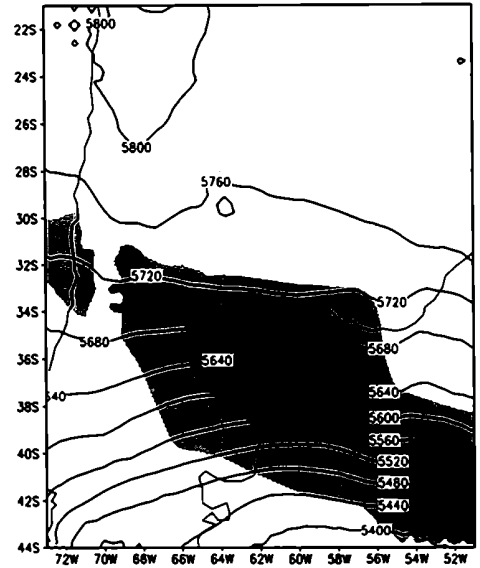
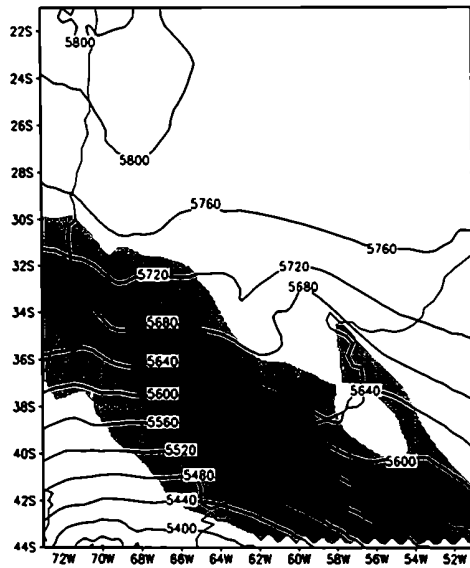
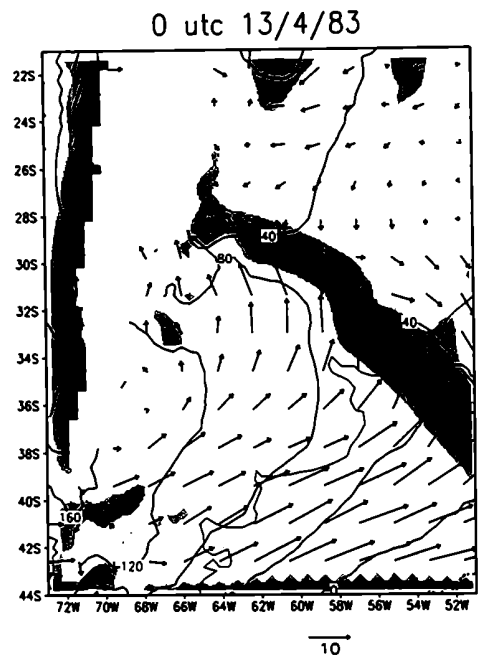
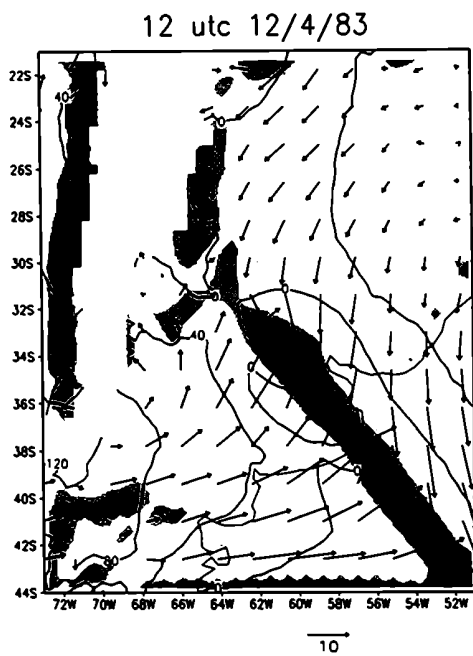


Figura A.1: Idem Figuras 4.5 y 4.6, para las 12 utc del 12/4 y las 0 utc del 13/4, obtenidas con *L\_CE\_cfl*.

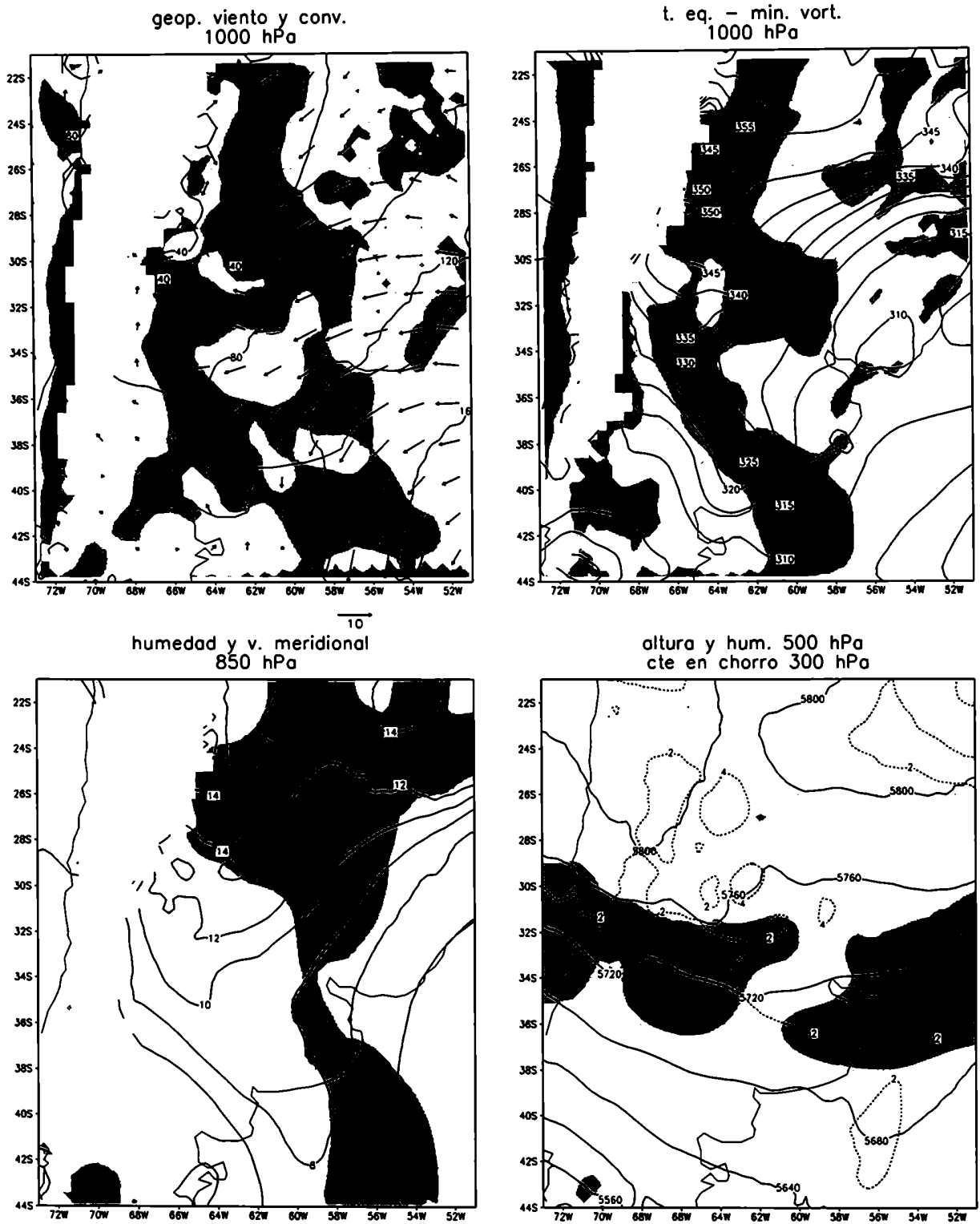


Figura A.2: a) ídem Figura 4.7 b) obtenida con la experiencia CCM\_CE\_cf1.

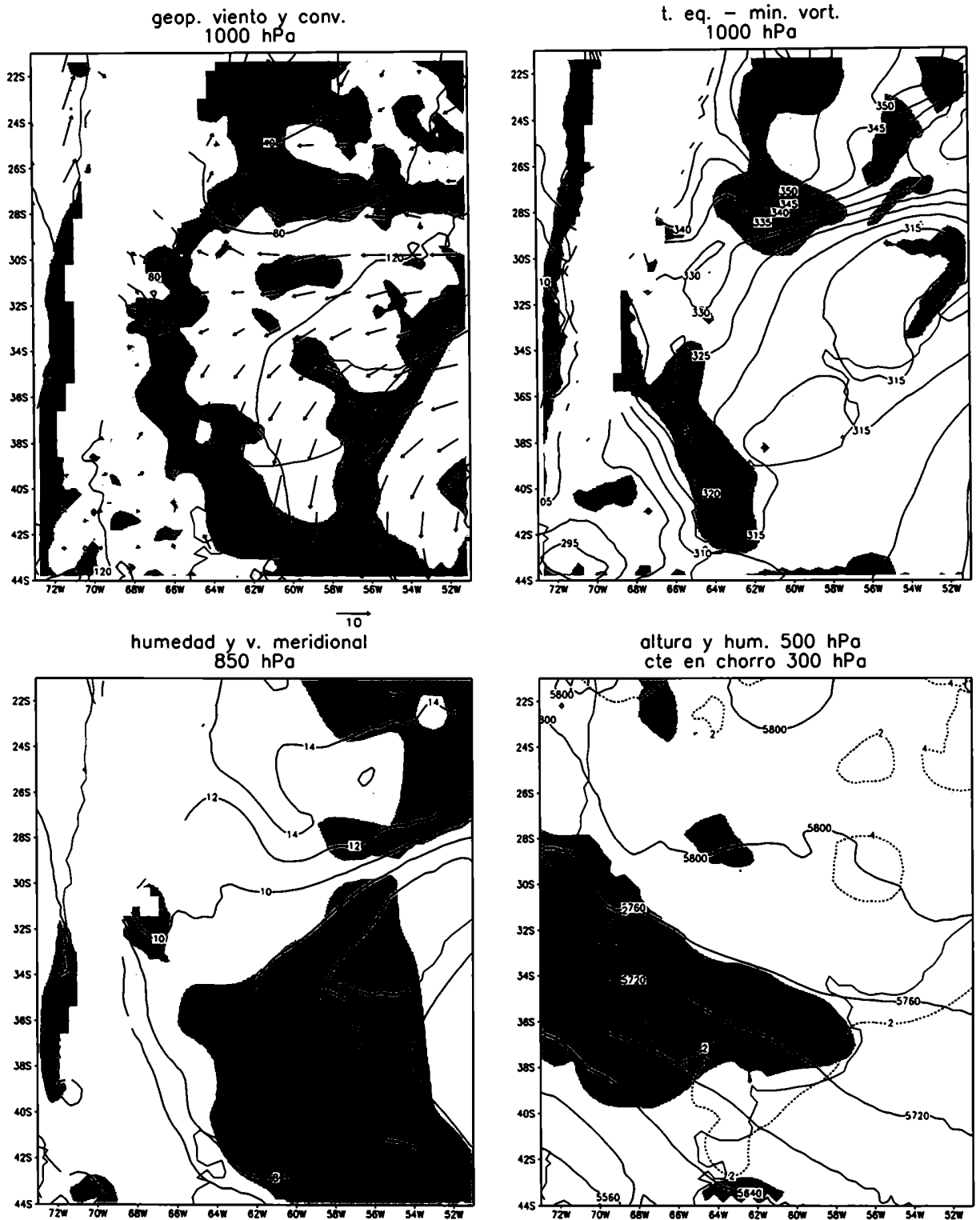


Figura A.2: b) ídem Figura 4.7 d) obtenida con la experiencia CCM\_CE\_cf1.

12 utc 12/11/89  
S\_CE\_cf1

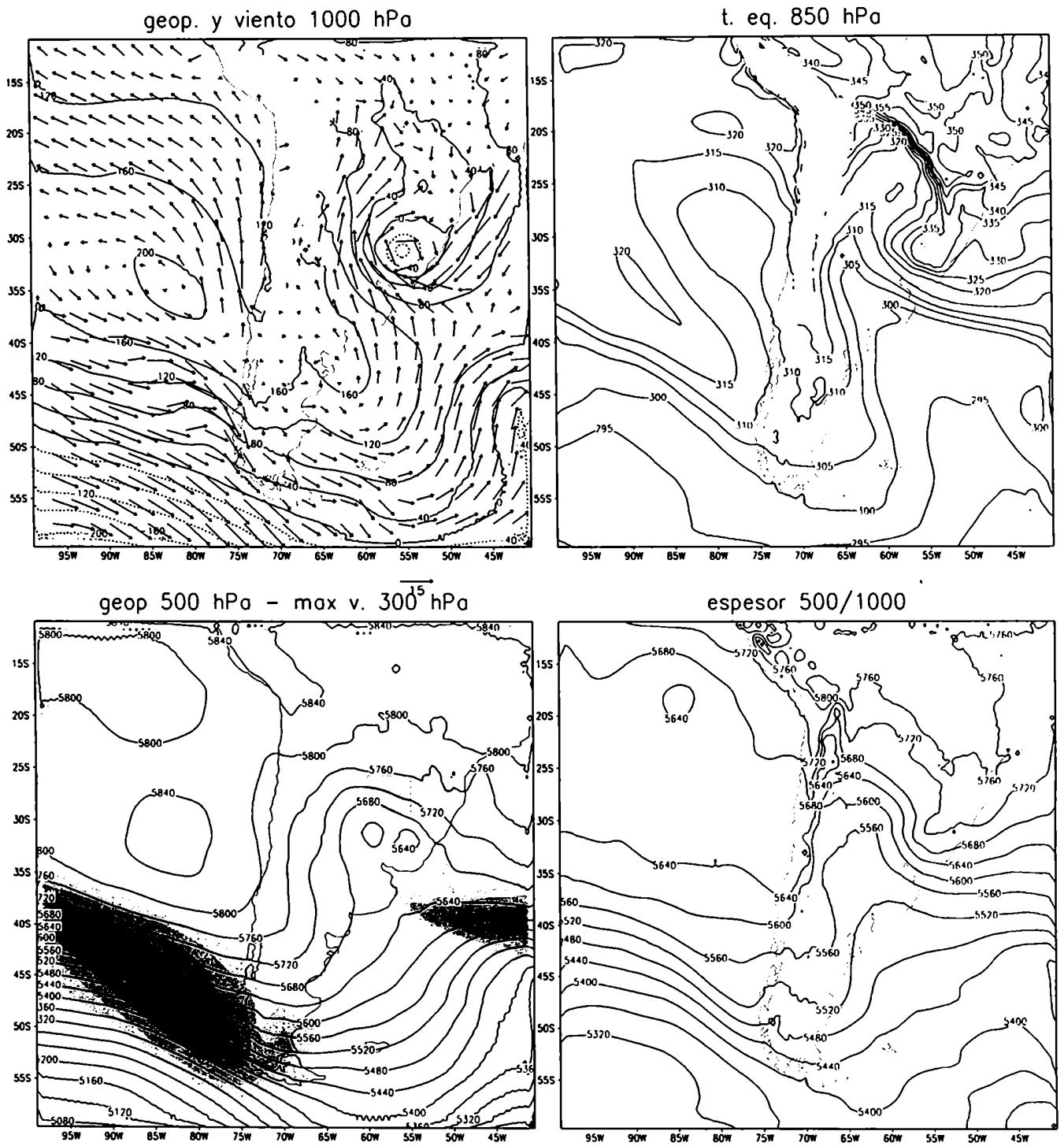


Figura A.3: Idem Figura 4.9 b, obtenida con la experiencia S\_CE\_cf1.

# Referencias

**Anthes, R. A.**, 1983: A review of regional models of the atmosphere in middle latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 111, 1306-1335.

**Anthes, R. A.**, **Y.H. Kuo**, **E. Y Hsie**, **S. Low-Nam**, y **T. W. Bettge**, 1989: Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 115, 763-806.

**Arakawa, A.**, 1972: Design of the UCLA general circulation model. *Tech. Rep.*, vol 7, Dept. Meteor., University of California, Los Angeles.

**Arakawa, A.**, 1993: "Closure assumptions in the cumulus parameterization problem". *Meteorological Monographs*, Am. Met. Soc., vol. 24, nro 46, págs. 1-15.

**Arakawa, A.** y **W. H. Schubert**, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with large-scale environment: Part I. *J. Atmos. Sci.*, vol. 31, págs. 674-701.

**Asai, T.**, 1962: Numerical experiment of convection in the model atmosphere. Proc. Int. Sim. Numerical Weather Prediction, Tokyo. *Meteor. Soc. Japan*, págs. 469-476.

**Berri, G. J.** y **M. N. Nuñez**, 1993: Transformed shoreline following horizontal coordinates in a mesoscale model: A sea-land breeze case study, *J. App. Met.*, vol 32, 917-928.

**Benzaquén, R. N.**, 1974: Análisis de una línea de inestabilidad con la ayuda de imágenes proporcionadas por satélites meteorológicos. *Meteorológica*, vol. 5, 5-32.

**Bischoff, S.** y **I. Velasco**, 1979: Estudio del mesosistema del 13 de abril de 1972. *Meteorológica*, vol. 10, nro. 2, 43-54.

**Browning, K. A.**, 1986: Conceptual models of precipitating systems. *Wea. Forecasting*, vol. 1, págs. 23-41.

**Cheng, M. D y A. Arakawa**, 1990: Inclusion of convective down drafts in the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. *Tech. Rep.*, Department of Atmospheric Sciences, University of California, Los Angeles, 69 pp.

**Emanuel K. A. y D. J. Raymond**, 1993: The representation of cumulus convection in numerical models. *Meteorological Monographs*, Am. Met. Soc., vol. 24, nro 46.

**Fels, S. B. y M. D. Schwarzkopf**, 1975: The simplified exchange approximation: a new method for radiative transfer calculations. *J. Atmos. Sci.*, vol 32, págs. 1475-1488.

**Frank, W. M., y C. Cohen**, 1987: Simulation of tropical convective systems. Part I: A cumulus parameterization. *J. Atmos. Sci.*, vol. 44, págs. 3787-3799.

**Gordillo, S., A. Belohlavek, M. García y M. Saluzzi**, 1991: Estudio retrospectivo de una rápida y severa ciclogénesis que produjo cuantiosos daños socioeconómicos en la zona riverense del Río de la Plata. *Anales del CONGREGMET VI*, Buenos Aires, 23 al 27 de septiembre de 1991.

**Grell, G., Y. H. Kuo y R. J. Pasch**, 1991: Semiprognostic tests of three cumulus parameterization schemes in middle latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 119, págs. 5-31.

**Hane, C. E.**, 1986: "Extratropical squall lines and rainbands", *Mesoscale meteorology and forecasting*, edited by Peter S. Ray, Am. Met. Soc, 359-389.

**Heymsfield, A. J.**, 1979: Doppler-radar study of a warm frontal region. *J. Atmos. Sci.*, vol. 37, págs. 1779-1813.

**Houze, R. A.**, 1993: Cloud Dynamics. *International geophysics Series*, vol 53., pp 571.



**Houze, R. A. y P. V. Hobbs, 1982:** "Organization and structure of precipitation cloud systems". *Adv. Geophys.* vol. 24, 225-315.

**Houze, R. A., B. F. Smull, y P. Dodge, 1990:** Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 117, 613-654.

**Inzunza, J. C., 1991:** Estudio de la corriente en chorro de capas bajas en el norte de Argentina. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Argentina, 116 pp.

**Jones, R. W., 1986:** Mature structure and motion of a model tropical cyclone with latent heating by the resolvable scales. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 114, págs. 973-990.

**Keyser, D. y L. D. Ucellini, 1987:** Regional models: emerging research tools for synoptic meteorologists. *Bull. Am. Met. Society*, vol. 68, págs. 306-320.

**Kuo, Y. , y S. Low-Nam, 1990:** Prediction of nine explosive cyclones over the western Atlantic Ocean with a regional model. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 118, págs. 3-25.

**Kuo, Y. , R. J. Reed y S. Low-Nam, 1992:** Thermal structure and airflow in a model simulation of an occluded marine cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 120, págs. 2280-2297.

**Lichtenstein, E. R. y M.L.A. Schwarzkopf, 1970a:** Aspectos estadísticos de las líneas de inestabilidad en la Argentina. *Meteorológica*, vol. 1, 3-12.

**Lichtenstein, E. R. y M.L.A. Schwarzkopf, 1970b:** Condiciones meteorológicas asociadas a la ocurrencia de líneas de inestabilidad. *Meteorológica*, vol. 1, 79-89.

**Lipps, F. B., 1977:** A study of turbulence parameterization in a cloud model. *J. Atmos. Sci.*, vol. 34, págs. 1751-1772.

**Lord, S. J., 1982:** Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part III: Semiprognostic test of the Arakawa-Schubert cumulus

parameterization. *J. Atmos. Sci.*, vol. 39, págs. 88-103.

**Lord, S. J. y A. Arakawa**, 1980: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment . Part II. *J. Atmos. Sci.*, vol. 37, págs. 2677-2692.

**Maddox, R. A.**, 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 61, págs. 1374-1387.

**Maddox, R. A.**, 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 111, págs. 1475-1493.

**Manabe, S., J. Smagorinsky y R. F. Strickler**, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with hydrologic cycle. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 93, págs. 769-798.

**Marino, M., C. Menéndez e I. Orlanski**, 1987: Adaptación de un modelo de área limitada (LAM/GFDL) para el pronóstico del tiempo en sudamérica. *Anales del II Congreso Interamericano de meteorología*, Buenos Aires, Argentina, 1.7.1-1.8.1

**Matejka, T. J., R. A. Houze Jr., y P. V. Hobbs**, 1980: Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in tropical cyclones. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, vol. 106, págs. 29-56.

**Menéndez, C.G.**, 1994a: Análisis de un ciclón subantártico. *Meteorológica*, vol 19, 33-42.

**Menéndez, C. G.**, 1994b: Impacto del hielo marino sobre dos ciclones subantárticos. *Meteorológica*, vol 19, 43-52.

**Mesinger F., T. L. Black y M. E. Baldwin**, 1994: Dependence of the skill of the ETA model precipitation forecasts on resolution and the choice of the eta vs. sigma coordinate. Preprints de la 10<sup>th</sup> Conference on numerical weather prediction (A.M.S.), Portland, Oregon, U.S.A.

**Molinari, J., y M. Dudek, 1992:** Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical review. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 120, 326-343.

**Monin, A. S. y A. M. Obukhov, 1954:** Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Akad. Nauk SSSR Geofiz. Inst. Tr.*, vol. 151, págs, 163-187.

**Nicolini M. y E. Collini, 1993:** Numerical simulation of a mesoscale convective system over Argentina. *Fourth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Hobart, Australia. AMS Extended Abstracts, 122-123.

**Nicolini, M. y J. Paegle, 1989a:** Real data forecasts of convective activity combining a boundary layer model with a deep convection model. *Third International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, November 13-17, Buenos Aires. Extended abstracts, AMS, 89-90.

**Nicolini, M. y J. Paegle, 1989b:** Real data deterministic forecasts of the impact of ambient vertical motion fields upon convective precipitation. *Second Int. Cloud Modelling Workshop/Conf.*, Toulouse, France. WMO/TD-No. 268, 207-220.

**Nicolini, M., J. Paegle y M. L. Altinger, 1987:** Numerical simulation of convection and boundary layer convergence. Preprints, *Second Int. Congress of Meteorology*, Buenos Aires, Argentina. 8.5.1-8.5.7

**Nicolini, M., K. M. Waldron y J. Paegle, 1994:** Diurnal Oscillations of low-level jets, vertical motion and precipitation: A model case study. *Mon. Wea. Rev.*, vol 121, págs. 2588-2610.

**Nicolini M. y A. C. Saulo, 1995:** Experiments using the LAHM/CIMA model over Argentina in convective situations: preliminary results of precipitation fields. *World Meteorological Organization, Programme weather prediction research. PWPR No. 7 - WMO/TD No. 699.*

**Nuñez, J. M.**, 1980: La lucha antigranizo en la Argentina. *Meteorológica*, vol 11, nro. 2, 31-51.

**Orlanski, I.**, 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric process. *Bull. Am. Met. Soc.*, vol. 56, 527-530.

**Orlanski, I. y J. J. Katzfey**, 1987: Sensitivity of model simulations for a Coastal Cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 115, 2792-2821.

**Orlanski, I., M. Marino, J.J. Katzfey y C. Menendez**, 1989: The role of cyclones in the daily variability of Antarctic ozone. *Third International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, November 13-17, Buenos Aires. Extended abstracts, AMS, 416-420.

**Orlanski, I., J.J. Katzfey, C. Menendez y M. Marino**, 1991: Simulation of an extratropical cyclone in the southern hemisphere: model sensitivity. *J. Atmos. Sci.*, vol. 48, 2293-2311.

**Orlanski, I. y Polinsky**, 1984: Predictability of mesoscale phenomena. Proc. Int. Symp. Nowcasting, 2nd, 1984. Norrkoping, Sweden, pp 271-280.

**Orlanski, I. y B. B. Ross**, 1977: The circulation associated with a cold front. Part I: dry case. *J. Atmos. Sci.*, vol. 34, 1619-1633.

**Orlanski, I. y B. B. Ross**, 1984: The evolution of an observed cold front. Part II: Mesoscale dynamics. *J. Atmos. Sci.*, vol.41, 1669-1703.

**Paegle, J. y D. W. McLawhorn**, 1983: Numerical modeling of diurnal convergence above sloping terrain. *Mon. Wea. Rev.*, vol 111, 67-85.

**Perkey, D. J.**, 1986: Formulation of Mesoscale Numerical Models, *Mesoscale meteorology and forecasting*, edited by Peter S. Ray, Am. Met. Soc, 573-596.

**Phillips, N. A.**, 1979: The nested grid model. *NOAA Technical report NWS 22*, National Weather Service, 80 pp.

**Pielke, R. A.**, 1984: *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press, New York, 632 pp.

**Pielke, R. A. y R. P. Pearce**, 1994: Mesoscale Modeling of the atmosphere, *Meteorological Monographs*, Am. Met. Soc., vol. 25, nro 47.

**Randall, D. A. y D. M. Pan**, 1993: "Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure". *Meteorological Monographs*, Am. Met. Soc., vol. 24, nro 46, págs. 137-144.

**Rosenthal, S. L.**, 1978: Numerical simulation of tropical cyclone development with latent heat release by the resolvable scales. I: Model description and preliminary results. *J. Atmos. Sci.*, vol. 35, págs. 258-271.

**Ross, B. B.**, 1986. "An overview of numerical weather prediction". *Mesoscale meteorology and forecasting*, edited by Peter S. Ray, Am. Met. Soc, 720-751.

**Ross, B. B. y I. Orlanski**, 1978: The circulation associated with a cold front. Part II: moist case. *J. Atmos. Sci.*, vol. 35, 0445-465.

**Ross, B. B. y I. Orlanski**, 1982: The evolution of an observed cold front. Part I: Numerical Simulation. *J. Atmos. Sci.*, vol. 39, No. 2, págs. 296-327.

**Rotunno, R. y K. A. Emanuel**, 1987: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a non-hydrostatic axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.*, vol. 44, págs. 542-561.

**Ruiz, N. E. y W. M. Vargas**, 1993: Estudio de diagnóstico sinóptico de la precipitación en Buenos Aires en base a análisis de 500 mb del ECMWF. *Meteorológica*, vol. 18, 3-12.

**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. *Meteorologica*, vol. 19, 3-12.

**Sanders, F. y Gyakum J. R.**, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the "bomb". *Mon. Wea. Rev.*, vol. 108, págs. 1589-1606.

**Schwarzkopf, M. L. A.**, 1983: Boletín de Tormentas Severas y tornados. Proyecto *Estudio de los tornados en la República Argentina*, Universidad de Buenos Aires.

**Seluchi, M.**, 1993: Estudio del comportamiento de los sistemas sinópticos migratorios en la Argentina. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Argentina, pp. 243.

**Seluchi, M. E. y E. R. Lichtenstein**, 1989: Condiciones previas a la ocurrencia de las tormentas del 12 de abril de 1983. *Geoacta*, vol. 16, págs. 53-69.

**Stensrud, D. J. y J. M. Fritsch**, 1993 a: Mesoscale convective systems in weakly forced large-scale environments. Part I: Observations. *Mon. Wea. Rev.*, vol 121, págs 3326-3344.

**Stensrud, D. J. y J. M. Fritsch**, 1994 b: Mesoscale convective systems in weakly forced large-scale environments. Part II: Generation of a mesoscale initial condition. *Mon. Wea. Rev.*, vol 122, págs 2068-2104.

**Takeda, T.**, 1971: Numerical simulation of a precipitating convective cloud: The formation of a "long lasting" cloud. *J. Atmos. Sci.*, vol. 28, págs. 350-376.

**Trenberth, K. E.**, 1991: Climate diagnostics from global analyses: Conservation of mass in ECMWF analyses. *J. Climate*, vol. 4, págs. 707-722.

**Velasco, I.**: 1994: "Complejos Convectivos de Mesoescala en Sud-América". Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Argentina, 102 pp.

**Velasco, I. y J. M. Fritsch**, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geoph. Res.*, vol. 92, 9591-9613.

**Xu, K. M, y K. A. Emanuel**, 1989: Is the tropical atmosphere conditionally unstable?. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 119, págs. 342-367.

**Yanai, M., S Esbensen y J. Chu**, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, vol. 30, págs. 611-627.