

Tesis de Posgrado

Estudios de sensibilidad climática en el hemisferio sur de acuerdo al modelo de circulación general LMDZ/CIMA

Carril, Andrea F.

1998

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. 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. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Carril, Andrea F.. (1998). Estudios de sensibilidad climática en el hemisferio sur de acuerdo al modelo de circulación general LMDZ/CIMA. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3081_Carril.pdf

Cita tipo Chicago:

Carril, Andrea F.. "Estudios de sensibilidad climática en el hemisferio sur de acuerdo al modelo de circulación general LMDZ/CIMA". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1998.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3081_Carril.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

CIMA

CONICET - UBA

CENTRO DE INVESTIGACIONES DEL MAR Y LA ATMOSFERA

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Departamento de Ciencias de la Atmósfera,
Universidad de Buenos Aires*

ESTUDIOS DE SENSIBILIDAD CLIMATICA EN EL HEMISFERIO SUR DE ACUERDO AL MODELO DE CIRCULACION GENERAL LMDZ/CIMA

Autor: Andrea F. Carril
Director: Dr. Mario Nuñez

Trabajo de tesis presentado para optar al título de
Doctor de la Universidad de Buenos Aires

1998

TEL: 541 787 2693
FAX: 541 788 3572
Email: carril@at1.fcen.uba.ar

Sede: Ciudad Universitaria
Pabellón 2 - Piso 2
1428, Buenos Aires
Dirección Postal: C.C. 92, Suc. 2B
1402, Buenos Aires, Argentina

Nº 3081

**ESTUDIOS DE SENSIBILIDAD CLIMATICA EN EL
HEMISFERIO SUR DE ACUERDO AL MODELO
DE CIRCULACION GENERAL LMDZ/CIMA**

*Palabras claves: modelado numérico - modelos de circulación general -
validación de modelos - intercomparación - resolución horizontal -
resolución meridional - malla con zoom - cambio climático -
Hemisferio Sur - Sudamérica*

**CLIMATE SENSITIVITY STUDIES OVER THE
SOUTHERN HEMISPHERE USING THE LMDZ/CIMA
GENERAL CIRCULATION MODEL**

*Key words: numerical modeling - general circulation models - validation -
intercomparison - horizontal resolution - meridional resolution - stretched
grid scheme - climate change - Southern Hemisphere - South America*

a mi familia

Indice

Agradecimientos	iv
Resumen	v
Abstract	viii
CAPITULO I: Introducción	1
<i>1.1 El modelado numérico en ciencias de la atmósfera</i>	1
<i>1.2 Objetivos propuestos y organización del presente trabajo</i>	5
<i>1.3 Referencias del capítulo I</i>	8
CAPITULO II: Puesta a punto del modelo LMDZ/CIMA	10
<i>2.1 Descripción de los experimentos realizados</i>	10
<i>2.2 Discusión de los resultados obtenidos</i>	14
<i>2.2.1 Presión a nivel del mar</i>	15
<i>2.2.2 Componente zonal del viento en 300 hPa</i>	18
<i>2.2.3 Precipitación</i>	20
<i>2.3 Tablas y figuras del capítulo II</i>	22
<i>2.4 Referencias del capítulo II</i>	36

CAPITULO III: La variabilidad del flujo medio	39
3.1 Consideraciones generales	39
3.2 Variabilidad del flujo medio	41
3.2.1 Campo de movimiento	41
3.2.2 Energía cinética	41
3.3 Transporte de propiedades	44
3.3.1 Transporte de cantidad de movimiento	45
3.3.2 Transporte de calor	46
3.4 Las perturbaciones transientes y su interacción con el flujo medio	46
3.5 La componente asimétrica del flujo medio	50
3.6 Figuras del capítulo III	52
3.7 Referencias del capítulo III	68

CAPITULO IV: Estudios de sensibilidad climática con resolución horizontal variable	71
4.1 La resolución horizontal y la parametrizaciones físicas	71
4.2 Experimentos realizados	74
4.3 Análisis de los resultados.....	75
4.3.1 Experimentos con malla regular	75
4.3.2 Experimentos con zoom	81
4.4 Tablas, diagramas y figuras del capítulo IV	83
4.5 Referencias del capítulo IV	100

CAPITULO V: Intercomparación de modelos acoplados de circulación general sobre el Hemisferio Sur	104
5.1 Descripción de los modelos y de los experimentos.....	104
5.2 Validación de los modelos	105
5.2.1 Temperatura del aire en superficie	106

5.2.2 Presión a nivel del mar	107
5.2.3 Componente zonal del viento en superficie	108
5.2.4 Precipitación	109
5.3 Escenarios de cambio climático	111
5.4 Tablas y figuras del capítulo V	114
5.5 Referencias del capítulo V	124
CAPITULO VI: Experimento de sensibilidad climática al gradiente meridional de las temperaturas de la superficie del mar	126
6.1 Algunos resultados observacionales	126
6.2 Características del experimento realizado	130
6.3 Análisis de los resultados.....	131
6.4 Tablas y figuras del capítulo VI.....	135
6.5 Referencias del capítulo VI	144
CAPITULO VII: Conclusiones generales	147
APENDICE	151
a.1 Características generales del modelo LMDZ/CIMA	151
a.2 Referencias del apéndice	157

Agradecimientos

Le estoy profundamente agradecida al Dr. Mario Nuñez, director de esta tesis, quien me apoyó incondicionalmente desde el comienzo de mi carrera. En particular, le quiero agradecer por la confianza que en mí depositó, por brindarme libertad de acción y por procurar mi continuo crecimiento tanto en lo profesional como en lo personal.

Al Dr. Claudio Menéndez, por su paciente apoyo desde mis primeros días en el CIMA, por las enriquecedoras discusiones a la hora del té, y su permanente aporte para mi formación. También gracias a "Claudio", por su amistad de todo este tiempo.

Al Dr. Hervé Le Treut por su cordialidad y confianza, al Dr. Laurent Li por su apoyo técnico, y a los involucrados en el grupo de modelado climático del Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD, París) que de algún modo contribuyeron en mi trabajo.

Al CONICET, por haber financiado mi trabajo y al CIMA por haberme brindado las facilidades para el desarrollo de esta tesis.

Asimismo, quisiera agradecer a mis compañeros del CIMA, de quienes siempre recibí estímulo para seguir adelante, asesoramiento, intercambio de ideas y opiniones. El CIMA me brindó mucho compañerismo, en algunos casos amistad y hasta un personal trainer !

A esos amigos que siempre me apoyaron, Andrea y Marcelo, y a aquellos que me quieren y reconocen el valor de mi trabajo.

A mi familia, por haber estado tan cerca mío en esos momentos que tanto los necesité. Me han mimado mucho últimamente ...

Resumen

Este trabajo consiste, fundamentalmente, en la adaptación de un modelo de circulación general (el LMDZ/CIMA versión CIMA), para el estudio de la climatología del Hemisferio Sur.

A fin de optimizar los campos medios simulados por el modelo sobre el Hemisferio Sur, se integraron tres experimentos. La experiencia "suave" difiere del "control" en el valor impuesto sobre el coeficiente de intercambio turbulento (C_d); mientras que la experiencia "zoom" es una sensibilidad a la distribución de los puntos del reticulado en la dirección meridional. De hecho, la experiencia de control indicó que la simulación de los campos medios básicos del Hemisferio Sur con el modelo en su versión original, no es del todo apropiada. Sin embargo, el ajuste del coeficiente C_d efectuado en el experimento "suave" mejoró la representación de la vaguada circumpolar, incrementando significativamente la intensidad de los ciclones marinos de latitudes medias, aunque poco modificó la estructura del jet invernal. La definición de una malla con zoom meridional, mejoró significativamente la representación de la presión a nivel del mar y del jet austral, dada la particular sensibilidad de las variables dinámicas a la resolución horizontal. Sin embargo, las falencias en la representación de las variables físicas (como la precipitación) parecen más dependientes de las parametrizaciones físicas, que de la resolución en sí misma.

En un posterior esfuerzo por profundizar la validación del modelo en su versión con zoom, se observó que la energía cinética total es subestimada, principalmente debido a la inadecuada representación las perturbaciones transientes. La baja resolución del modelo es un factor determinante para la simulación de este campo. No obstante, el modelo reprodujo aceptablemente el flujo medio zonal de calor y de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes. En líneas generales se observó que la simulación de la baroclinicidad del flujo medio aproxima adecuadamente a la baroclinicidad del campo observado. No obstante, la energía cinética de las perturbaciones transientes es pobre, debido a la inadecuada representación del término de conversión baroclínica. Sin embargo, el modelo es capaz de reproducir el efecto de

las perturbaciones sobre el flujo medio: las perturbaciones tienden a acelerar al flujo medio zonal al sur de 30° S. Asimismo, se validó la representación de la componente asimétrica del flujo medio, la cual presenta la estructura fuertemente barotrópica de las ondas observadas, aunque falla en modelar la propagación vertical de las mismas, debido a la baja resolución vertical del modelo (solo posee dos niveles estratosféricos).

Con el fin de estudiar el alcance de los resultados obtenidos a través de la técnica de la inclusión del zoom meridional, se realizaron una serie de experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal (baja, media y alta resolución). Los mismos fueron llevados a cabo con el modelo en su versión con zoom y sin zoom. De esta intercomparación surgió que: i) la introducción de un zoom en la región de los máximos gradientes de circulación no genera perturbaciones numéricas espúreas, sino que ii) favorece la representación de los campos simulados a punto tal que, un experimento con zoom en una resolución horizontal dada, produce campos comparables a los provenientes de una experiencia con malla regular pero con una resolución horizontal 50% mayor (sin incrementar los costos computacionales del experimento).

Posteriormente, con el objeto de profundizar la validación del MCG LMDZ/CIMA, en cuanto a la representación de posibles estados climáticos futuros, se trabajó en la intercomparación de sus campos, con algunos campos medios provenientes de la integración de otros modelos. Se concluyó que el modelo LMDZ/CIMA es capaz de simular los procesos de interacción relevantes al estudio del cambio climático.

Finalmente, se diseñó un experimento de sensibilidad forzado por un gradiente meridional anómalo en las temperaturas de la superficie del mar extratropical. Se observó que la circulación atmosférica responde al forzante anómalo impuesto en latitudes extratropicales, con el desplazamiento del jet polar hacia el norte. Particularmente se advierte que, el debilitamiento del transporte de cantidad de movimiento en latitudes extratropicales, sería el responsable del debilitamiento de la rama subpolar del jet y del fortalecimiento la rama subtropical.

Cabe señalar que los resultados de este experimento de sensibilidad climática son coincidentes con estudios previos de remoción del hielo marino en los alrededores del continente antártico; aunque distintos a los resultados de otros autores que realizaron

experimentos de calentamiento global. Estos resultados indicarían que los efectos derivados del incremento del vapor de agua en la atmósfera y de la intensificación del gradiente meridional de temperatura en altura, podrían ser de mayor relevancia al cambio climático, que la modificación del gradiente meridional de temperatura de superficie.

Abstract

This thesis is mainly concerned with the adaptation of the LMDZ/CIMA General Circulation Model, in order to be able to study the Southern Hemisphere climatology.

The first step of this work was to make the necessary adjustments to improve the representation of the mean fields. Three experiments were designed. The "smooth" experiment differs from the "control" one in the value imposed to the drag coefficient C_d ; and the "zoom" experiment is an experiment with stretched grid scheme. In fact, the control experiment shows that the Southern Hemisphere simulation is not appropriate. Nevertheless, the tuning into the drag coefficient improved the subpolar through representation. The "zoom" experiment improved the representation of the sea level pressure and the polar jet. Nevertheless, the physical variable misrepresentations appears to be more related to the physical parameterizations than the resolution itself.

The "zoom" experiment underestimates the representation of the transients disturbances, maybe because of the model coarse resolution. However, it reproduces acceptably the heat and angular momentum transients fluxes. In general, it is observed that the mean flow baroclinicity is well represented. However, the kinetic energy of the transient disturbances is underestimated, due to the inadequate representation of the baroclinic conversion term. Nevertheless, the model reproduces the effects of the eddies on the mean flow: the disturbances tend to accelerate the westerlies south of 30°S. The zoom version model also represents the barotropic structure of the southern stationary waves, but not the vertical propagation of the waves due to its coarse vertical resolution.

In order to determine the benefits of having applied the stretched grid scheme technique, horizontal resolution experiments were done (low, medium and high-resolution). These experiments were carried out with zoom and with regular grid. The results of this intercomparison showed that: i) the zoom introduction does not generate numerical disturbances, and ii) it is observed that the zoom experiments with a specified horizontal resolution compare well with those of regular grid and 50% greater resolution, without increasing the computational costs.

In order to test the ability of LMDZ/CIMA GCM to reproduce different climate scenarios, an intercomparison with other model simulations were performed. It was found that the LMDZ/CIMA model is able to represent the interaction processes involved on the climate change.

Finally, a sensitivity experiment forced by anomalous extratropical meridional gradient of sea surface temperature was designed. It was observed that the atmospheric circulation responds to the imposed anomalous temperatures, with a northern displacement of the polar jet. Particularly, it was conclude that the weakening of the transient momentum transport would induce the weakening of the subpolar jet and the intensification of the subtropical jet.

It was found that the sensitivity experiment resembles to previous studies of Antarctic marine ice removal, whereas it differs than other experiments of global warming. This result could be explain by the fact that the increase of water-vapor and to the intensification of the temperature gradient at height levels, could be more relevant to the atmospheric circulation than the change in the meridional gradient of sea surface temperatures.

CAPITULO I

Introducción

1.1 El modelado numérico en ciencias de la atmósfera

El conocimiento de los distintos estados posibles del sistema climático, se basa principalmente en dos aproximaciones. Los "métodos estadísticos empíricos", a partir de los cuales se intenta extrapolar el estado más probable del sistema desde la base del conocimiento de métodos regresivos; y el "modelado numérico" fundado en los principios básicos que gobiernan a los procesos físicos en la escala de interés.

La limitación de las aproximaciones estadísticas es el dato en sí mismo: en el mejor de los casos se podría predecir una situación previamente registrada, pero nunca podrían predecir la ocurrencia de un evento "nuevo". En tal sentido, las metodologías más promisorias son las basadas en el modelado numérico. La base científica de los modelos atmosféricos son las leyes de la mecánica clásica y de la termodinámica: i) la segunda ley del movimiento de Newton, ii) la primera ley de la termodinámica, iii) la ecuación de continuidad o ley de la conservación de la masa, iv) la ecuación de estado y v) la ecuación de conservación para el agua, las cuales convergen en el denominado sistema de ecuaciones meteorológicas primitivas. Se trata de un sistema de ecuaciones en derivadas parciales altamente no lineales, el cual debe ser integrado numéricamente por no poseer solución analítica. Los métodos numéricos usualmente utilizados (diferencias finitas o técnicas espectrales), involucran algún tipo de aproximación discreta a las ecuaciones diferenciales continuas (ver por ejemplo, Mesinger y Arakawa, 1976; Machenhauer, 1979). A partir de estas aproximaciones se reconstruye el sistema algebraico de ecuaciones, las cuales son posteriormente resueltas mediante el uso de un computador.

Existen diversas clasificaciones para agrupar a los distintos tipos de modelos. En este caso, siguiendo la base propuesta por la recopilación de Nuñez y Ciappesoni (1984),

se los agrupa respecto de la naturaleza de los mismos. Los modelos más sencillos son i) los *modelos unidimensionales de balance de energía* 1-D(ϕ), diseñados para predecir la temperatura a nivel del mar como una función de la latitud. Se basan en la primera ley de la termodinámica, considerando el balance de energía por bandas de latitud. ii) Los *modelos radiativos-convectivos unidimensionales* 1-D(z), computan el perfil vertical de la temperatura atmosférica a partir de un detallado balance entre los calentamientos y enfriamientos radiativos, y el flujo vertical del calor según algún esquema convectivo. Consideran a la atmósfera como una columna vertical irradiada por el tope, y especifican las propiedades ópticas de las nubes y el albedo. Aumentando en complejidad se encuentran iii) los *modelos dinámicos bidimensionales*. Son modelos basados en la ecuación termodinámica de la energía y en la ecuación de movimiento, con parametrizaciones de los transportes de calor y cantidad de movimiento. Asimismo, pueden ser de simetría zonal 2-D(ϕ, z) (destinados al estudio de las circulaciones meridionales medias), o de simetría vertical 2-D(λ, ϕ) (para el estudio de las variaciones longitudinales promediadas verticalmente). Finalmente, iv) los *modelos tridimensionales* 3-D(λ, ϕ, z), son modelos altamente complejos, orientados a la simulación de fenómenos observados. Existen básicamente tres tipos de modelos numéricos tridimensionales:

- Los modelos de circulación general (MCG), describen la circulación de gran escala a través de la resolución del sistema de ecuaciones de pronóstico. Los procesos dinámicos son computados, mientras que los procesos físicos y los mecanismos de intercambio entre la atmósfera y el océano deben ser cuidadosamente parametrizados. En el mejor de los casos se presentan acoplados con modelos oceánicos de circulación general o de capa de mezcla. Consideran a la atmósfera como un fluido vasto, turbulento y en rotación, calentado por el sol y que intercambia calor, humedad e impulso con los continentes y océanos subyacentes. Debido al gran costo de integración, su resolución nunca excede 1° en latitud y longitud. Asimismo, a medida que aumenta la sofisticación del modelo, también se incrementa el costo de la interpretación de los resultados. Por lo tanto, la elección del nivel óptimo de complejidad de un modelo, muchas veces depende más de una decisión personal intuitiva que de un criterio científico objetivo (por ejemplo, Land y Schneider, 1987). Debido a la impredecibilidad del flujo atmosférico (Lorenz, 1969), los modelos climáticos no son capaces de pronosticar la secuencia diaria de

los eventos del tiempo para el mediano o largo plazo, la máxima predictabilidad se halla alrededor de los 10 días. Su utilidad se basa en la predicción de las propiedades estadísticas de algún estado climático futuro, más allá del orden cronológico en el cual puedan sucederse los estados intermedios. Para inicializar una experiencia numérica se necesita un conjunto de datos que contenga información sobre las variables de pronóstico en puntos del reticulado (variables dependientes), provenientes de alguna experiencia numérica previa. De este modo, el modelo calcula los flujos iniciales en la capa límite planetaria y los perfiles termodinámicos y de humedad para cada punto de la malla. Si el perfil es estable saturado, invoca a la parametrización de la condensación estable (o precipitación en gran escala); si el perfil es inestable saturado llama a la convección húmeda; mientras que si el perfil es inestable pero no saturado, realiza convección seca. Sobre la base de los nuevos perfiles térmicos, nubosos y de humedad, calcula los flujos radiativos, el calentamiento y los términos de disipación. Finalmente, haciendo uso de técnicas de solución numérica, calcula el nuevo conjunto de valores para las variables de pronóstico y reinicia el ciclo. El tiempo total de integración depende de cada problema en particular, es decir, de la escala temporal del proceso físico en estudio.

- Los *modelos regionales*, en cambio, son herramientas aptas para el estudio de los fenómenos de escala sinóptica. Su formulación es similar a la formulación de los MCG, aunque poseen mayor resolución, área limitada, y consideraciones sobre condiciones de contorno en los límites laterales de la región que comprenden.
- Los *modelos no hidrostáticos*, son modelos de muy alta resolución, diseñados a fin de resolver fenómenos de pequeña escala, según condiciones de contorno impuestas a partir de un modelo regional. En ellos cobran fundamental importancia las ecuaciones de pronóstico que tratan la conservación de los distintos estados del agua en la atmósfera.

El modelado del sistema climático se ha desarrollado en forma explosiva durante los últimos años. El primer modelo tridimensional baroclínico utilizado, fue el modelo de Phillips (1956). Un modelo cuasigeostrófico en dos capas, con tratamientos simplificados del calentamiento diabático y la fricción. A pesar de su simplicidad, el modelo de Phillips fue capaz de simular el flujo zonal y las perturbaciones generadas a

través de los mecanismos de inestabilidad baroclínica en latitudes medias. Sin embargo, la principal deficiencia de esta generación de modelos fue su limitación teórica sobre latitudes bajas.

Los estudios posteriores tendieron al desarrollo de modelos numéricos basados en el sistema de ecuaciones primitivas. El primer modelo en ecuaciones primitivas en dos capas fue el modelo de Smagorinsky (1963), quien simuló el desarrollo de las perturbaciones baroclínicas en una región limitada por el ecuador y 64°N.

La primera complicación que trajo la utilización de este tipo de sistemas, es que admiten como solución a oscilaciones de alta frecuencia. Dichos modos, que hasta el momento eran filtrados por la aproximación cuasigeostrófica, deben removerse del sistema a través de las aproximaciones sobre los términos dominantes para la gran escala (aproximación hidrostática o en algunos casos aproximación cuasigeostrófica en latitudes medias y altas; Charney, 1955), puesto que no contribuyen a la energética de los procesos atmosféricos y provocan inestabilidades computacionales a la hora de la integración. Asimismo, la utilización de métodos numéricos para la resolución del sistema de ecuaciones, generó problemas matemáticos tales como la estabilidad computacional y la convergencia de las soluciones, finalmente superados con el desarrollo de nuevas técnicas numéricas.

Posteriormente, los estudios se concentraron en el desarrollo de diferentes tipos de parametrizaciones y el advenimiento tecnológico permitió incrementar la resolución de los modelos e introducir la representación de la capa límite planetaria turbulenta, a modo de interface entre los movimientos de la atmósfera libre y la superficie de la tierra.

Paralelamente al modelado atmosférico, surge el modelado oceánico (Bryan y Cox, 1967) y la problemática del acople entre ambos sistemas, los cuales responden a escalas temporales muy distintas. Actualmente son modelos ampliamente utilizados y representan una de las metodologías más prometedoras en el ámbito de la predicción climática (ver por ejemplo, IPCC, 1990; 1995):

Retomando el tema del modelado atmosférico, cabe destacar que los modelos en

ecuaciones primitivas presentan una marcada sensibilidad a las parametrizaciones físicas utilizadas. La representación matemática simplificada de los procesos de subescala es una de las aproximaciones más groseras a la hora de modelar. La representación de estos fenómenos se basa principalmente en relaciones estadísticas entre las variables resueltas y no resueltas por la malla del modelo. Esto significa que, por más evolucionado que sea un modelo, las limitaciones numéricas nunca le permitirán independizarse totalmente de las aproximaciones estadísticas, quienes finalmente se tornan en una de las mayores incertidumbres del modelado.

1.2 Objetivos propuestos y organización del presente trabajo

El principal objetivo de esta tesis, es estudiar la capacidad de un MCG para representar el clima sobre el Hemisferio Sur. Se cuenta con la versión para supercomputadores CRAY-2 del MCG LMDZ, desarrollado por el Laboratoire de Météorologie Dynamique de París (LMD), versión que se propone adaptar e instalar en una estación de trabajo SUN Sparc 1000 del Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA). Asimismo, se plantea encarar su posterior optimización para realizar estudios de sensibilidad climática sobre el Hemisferio Sur.

El trabajo queda organizado sobre la base de una serie de objetivos particulares, presentados capítulo a capítulo. En tal sentido, el primer esfuerzo se concentra en colaborar con otros científicos para adaptar el MCG LMDZ (Sadourny y Laval, 1984) al sistema de cómputos disponible en el CIMA, lo que involucra principalmente trabajar en la entrada-salida de datos y en la precisión con la cual el modelo realiza los cálculos. La elección de dicho modelo está relacionada: i) con su historial, ya que es un modelo utilizado exitosamente desde hace varios años en Europa para experiencias de sensibilidad climática y como integrante del proyecto AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project); y ii) al convenio que sostienen el CIMA (UBA-CONICET, Argentina) con el LMD (CNRS, Francia) a través del proyecto subsidiado por la Comisión Europea "*Climate Variability and Climate Change over South America*". La versión del modelo modificada, a fin de transferir los programas y códigos desde el supercomputador a las estaciones de trabajo disponibles, es referida desde aquí en más

como MCG LMDZ/CIMA (una breve descripción del modelo puede ser leída en el apéndice).

Quizás una de las preguntas más difíciles de responder acerca de los MCG, es si pueden ser considerados confiables a la hora de una toma de decisión, ya sea para emprender estudios de variabilidad climática o particularmente cuando la misma involucra un cambio en la política social reinante. ¿Cómo se puede verificar un modelo y superar las incertidumbres que el mismo encierra?. Existen diversas metodologías, y aunque ninguna de ellas es autosuficiente, una combinación adecuada de las mismas puede ofrecer evidencia circunstancial de su credibilidad. Solo por nombrar algunos ejemplos acerca de los antecedentes sobre la validación de modelos climáticos se pueden citar los trabajos de Stratton (1996), Williamson et al. (1995), Gates (1992), Gates et.al. (1995), Boer et al. (1984 y 1992), McFarlane et al. (1992) y Xu et al. (1990). Siguiendo la base de trabajos previos, en los capítulos subsiguientes se desarrollan una serie de diagnósticos tendientes a la validación de los campos climatológicos obtenidos a partir de las diversas experiencias realizadas con el MCG LMDZ/CIMA.

En particular, en el Capítulo 2, el trabajo se orienta en pos de la optimización de los campos simulados sobre el Hemisferio Sur. A tal fin, se discuten los resultados obtenidos a partir de tres experiencias: una experiencia de control, una experiencia de sensibilidad al coeficiente de intercambio turbulento para la cantidad de movimiento (coeficiente C_d), y una experiencia de sensibilidad a la resolución meridional a través de la definición de una malla con zoom. De este modo, se evalúa el rol del coeficiente C_d como modulador del campo de masa (Orlanski et al., 1991; Boer et al., 1992), y se plantea el uso de un reticulado no equiespaciado meridionalmente, a fin de ampliar el rango de procesos dinámicos resueltos por el modelo sobre el Hemisferio Sur, sin incrementar el costo computacional del experimento (Gates et al., 1995). En los tres casos, se estudia la habilidad del modelo para representar tres variables climáticas básicas: la presión a nivel del mar, la componente zonal del viento en altura y la precipitación.

En el Capítulo 3 se amplía la validación de la experiencia con zoom a través del estudio de la variabilidad del campo de movimiento, la energía cinética, el transporte

meridional de calor y cantidad de movimiento, la interacción entre las perturbaciones y el flujo medio, y la estructura de las ondas estacionarias.

En el Capítulo 4, se analiza la respuesta de los campos simulados al incremento de la resolución horizontal modelo (baja, media y alta resolución). Asimismo, se realiza una intercomparación de los resultados obtenidos a partir de experimentos en malla regular y experimentos con zoom, en las diferentes resoluciones horizontales.

Posteriormente, en el Capítulo 5 se realiza una pequeña intercomparación de los campos medios básicos del MCG LMDZ/CIMA y los campos simulados por otros modelos. Para ello, se dispone de las integraciones de control de los modelos de circulación general acoplados (MCGA) del United Kingdom Meteorological Office (UKMO), del Max-Planck Institute for Meteorology (MPI), del Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) y del National Center for Atmospheric Research (NCAR). Esta intercomparación, que permite una puesta al día en materia de representación del clima por los MCG, brinda nuevas pautas para la validación del modelo. Asimismo, se evalúa el grado de coincidencia en la respuesta de los modelos bajo condiciones teóricas de calentamiento global.

Finalmente, se propone utilizar al modelo LMDZ/CIMA para experiencias de cambio climático. La comunidad científica en su conjunto, es coincidente en aceptar que los modelos climáticos son la única herramienta que permite hipotetizar sobre climas futuros. A tal fin, en el Capítulo 6 se presenta un experimento de sensibilidad climática ante temperaturas anómalas en la superficie del mar (TSM) extratropical.

Por último, en el Capítulo 7 se destacan las conclusiones generales y se plantean posibilidades para trabajos futuros.

1.3 Referencias del capítulo I

- Boer, G. J., N. A. McFarlane and R. Laprise, 1984: The climatology of the Canadian Climate Centre GCM. *Atmosphere-Ocean*, **22**, 430-473.
- Boer, G. J., K. Arpe, M. Blackburn, M. Déqué, W. L. Gates, T. L. Hart, H. Le Treut, E. Roeckner, D. A. Sheinin, I. Simmonds, R. N. B. Smith, T. Tokioka, R. T. Wetherald and D. Williamson, 1992: Some results from an intercomparison of the climates simulated by 14 atmospheric general circulation models. *J. of Geophys. Res.*, **97**, 12771-12786.
- Bryan, K. and M. D. Cox, 1967: A numerical investigation of the oceanic general circulation. *Tellus*, **19**, 54-80.
- Charney, J. G., 1955: The use of primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus*, **7**, 22-26.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962-1970.
- Gates, W. L., A. Henderson-Sellers, G. J. Boer, C. K. Folland, A. Kitoh, B. J. McAvaney, F. Semazzi, N. Smith, A. J. Weaver and Q. -C. Zeng, 1995: In Climate Change 1995. The Science of Climate Change. *Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. WMO/UNEP. J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell (Eds.). Cambridge University Press, Chapter 5, 232-284.
- IPCC, 1990: *Climate Change, The IPCC Scientific Assessment*. J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums (Eds.), Cambridge University Press, 365pp.
- IPCC, 1995: Climate Change 1995. The Science of Climate Change. *Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. WMO/UNEP. J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell (Eds.). Cambridge University Press, 572pp.
- Land, K. C., and S. H. Schneider, 1987: Forecasting in the social and natural sciences: an overview and analysis of isomorphisms. *Climate Change*, **11**, 7-31.
- Lorenz, E. N., 1969: Climate determinism. *Meteorol. Monogr.*, **8**, 30, 1-3.
- Machenhauer, B., 1979: The spectral method, Numerical Methods Used in Atmospheric Models, *WMO/GARP 17*, 121-275.

- Mesinger, R., and A. Arakawa, 1976: Numerical Methods Used in Atmospheric Models, *WMO/GARP 17*, 64 pp.
- McFarlane, N. A., G. J. Boer and M. Lazare, 1992: The Canadian Climate Centre second generation general circulation model and its equilibrium climate. *J. of Climate*, **5**, 1013-1044.
- Nuñez, M. N. y H. H. Ciappesoni, 1984: Base física del clima 2: variabilidad climática y modelos climáticos. *Curso Internacional de Postgrado en Climatología*, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Orlanski, I., J. Katzfey, C. Menéndez, and M. Marino, 1991: Simulation of an extratropical cyclone in the southern hemisphere: model sensitivity. *J. of Atmos. Sci.*, **48**, 2293-2311.
- Phillips, N. A., 1956: The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **82**, 123-164.
- Sadourny, R. and K. Laval, 1984: January and July Performance of the LMD General Circulation Model. *New Perspectives in Climate Modelling*, A. L. Berger and C. Nicolis (Eds.), Developments in Atmospheric Sciences 16, ELSEVIER, 173-197.
- Smagorinsky, J., 1963: General circulation experiments with the primitive equations. The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 99-122.
- Stratton, R. A., 1996: A high resolution AMIP runusing the Hadley Centre model HadAM2b, *CRTN 77*, Hadley Centre, United Kingdom.
- Williamson, D. L., J. T. Kiehl and J. J. Hack, 1995: Climate sensitivity of the NCAR Community Climate Model (CCM2) to horizontal resolution. *Clim. Dyn.*, **11**, 377-397.
- Xu, J.-S., H. von Storch and H. van Loon, 1990: The performance of four spectral GCMs in the Southern Hemisphere: The January and July climatology and the semi-annual wave. *J. of Climate*, **3**, 53-70.

CAPITULO II

Puesta a punto del modelo LMDZ/CIMA

En este capítulo se presentan tres experimentos numéricos, diseñados a fin de optimizar los campos medios simulados sobre el Hemisferio Sur: el experimento de "control", el experimento "suave" (que difiere del control en el valor impuesto sobre el coeficiente de intercambio turbulento) y el experimento "zoom" (que es una experiencia de sensibilidad a la distribución de los puntos del reticulado).

2.1 Descripción de los experimentos realizados

El modelo de circulación general atmosférica LMDZ/CIMA es un modelo en puntos de malla, desarrollado por el Laboratoire de Météorologie Dynamique de París y posteriormente adaptado al sistema de cómputos del CIMA. El código de la dinámica del modelo, fue desarrollado por Le Van (1989) basado en la formulación original de Sadourny y Laval (1984). El reticulado del código hidrodinámico se encuentra completamente parametrizado como una función biunívoca de la latitud y la longitud. Los niveles verticales sigma son no equiespaciados, a fin de aumentar la resolución en la capa límite y en la estratosfera. La parametrización de los procesos convectivos se realiza mediante el esquema de Kuo (1965). Una descripción más completa del modelo, se puede leer en el Apéndice.

Luego de adaptar el código del modelo al sistema de cómputos disponible (proceso realizado en colaboración con el Dr. Menéndez del CIMA y el Dr. Li del LMD), se diseñaron una serie de experimentos numéricos, con el propósito de evaluar la capacidad del modelo por simular la climatología del Hemisferio Sur. La discusión de los campos simulados se lleva a cabo sobre la base de dos criterios de análisis: i) chequear el

grado de correspondencia entre los campos simulados y los campos observados, e ii) intercomparar las distintas experiencias de sensibilidad, en busca de soluciones que permitan aprovechar al máximo la potencialidad del modelo. No obstante, las simulaciones nunca serán perfectas, así como ellas acarrearán errores numéricos y estadísticos insalvables, los campos climatológicos también presentan inexactitudes que comienzan en el momento de la observación y se potencian finalmente durante el proceso de análisis.

Si bien existen diversas metodologías para evaluar la capacidad de un modelo para representar el clima, solo una combinación adecuada de las mismas puede ofrecer evidencias concretas sobre su credibilidad. Ver por ejemplo los trabajos de Stratton (1996), Williamson et al. (1995), Gates et al. (1990 y 1995), Gates (1992), Boer et al. (1984 y 1992), McFarlane et al. (1992) y Simmonds et al. (1988). Sin embargo, son pocos los estudios realizados sobre la evaluación de MCG sobre el Hemisferio Sur (por ejemplo, Kitoh y Tokioka, 1986; Kitoh et al., 1990; Xu et al., 1990; Hart et al., 1990) y aun menos los trabajos que se concentran sobre la región Sudamericana (Labraga, 1997a y b; Carril et al., 1997).

En este capítulo se presentan los resultados de tres experimentos realizados con el fin de optimizar los campos simulados sobre el Hemisferio Sur. Hasta no superar exitosamente la etapa de optimización, el modelo no puede ser considerado útil para el estudio de la climatología austral (aunque lo fuera para similares estudios sobre el Hemisferio Norte). Es muy común que los principales centros de desarrollo de modelos numéricos de circulación general (generalmente europeos o norteamericanos), realicen estudios de sensibilidad climática con modelos que aún no son lo suficientemente óptimos para representar las características climáticas del Hemisferio Sur. Los detalles correspondientes a las experiencias de ajuste, se sintetizan en la tabla 2.1. Si bien en todos los casos se conservó la cantidad total de puntos de la retícula, las dos primeras experiencias difieren de la experiencia "zoom" en la distribución de los mismos (ver figura 2.1). A su vez, la experiencia "suave" es distinta de las demás, en cuanto al valor impuesto sobre el coeficiente de intercambio turbulento para la cantidad de movimiento.

Existen tres maneras típicas de inicializar los campos de TSM cuando se realizan experiencias numéricas con MCG: la inicialización "perpetua", "climatológica" o con

"variabilidad interanual". En el primer caso (inicialización perpetua), el modelo es forzado con las condiciones climatológicas correspondientes a los meses de Julio (Enero), e integrado bajo hipótesis de invierno (verano) perpetuo. Aunque es una técnica que permite realizar experiencias largas a bajo costo computacional, poco a poco, está cayendo en desuso. En el segundo caso (inicialización climatológica), el modelo es forzado con los doce campos climatológicos mensuales, introduciendo el ciclo anual. En el tercer caso (inicialización con variabilidad interanual), se permite que el campo de TSM evolucione de mes a mes, y de año en año a lo largo de toda la integración. Los tres experimentos aquí presentados, se inicializaron climatológicamente, con los campos de temperaturas medias mensuales de la superficie del mar y distribución de hielos AMIP I (período 1979-1988).

Como condiciones iniciales del sistema de ecuaciones (condiciones iniciales para los 11 niveles verticales) se utilizaron los valores obtenidos para un día determinado en un experimento numérico previo: los análisis del Centro Europeo (ECMWF) correspondientes al día 1 de julio de 1988 a las 12 horas.

El modelo fue integrado a partir del día 1° de julio. Los dos primeros meses de integración (Julio y Agosto del año 1) no fueron considerados, para asegurarse que la evolución de las integraciones fuera lo más independiente posible de las condiciones iniciales impuestas sobre las variables de pronóstico. A partir del tercer mes (Septiembre del año 1) el modelo fue integrado por un período de 10 años, tiempo lo suficientemente largo como para lograr una buena aproximación de las condiciones climáticas y período comúnmente aceptado para los estudios de validación.

El experimento "suave" fue diseñado sobre la base de resultados obtenidos por Orlanski et al. (1991) quienes observaron que una disminución en el parámetro de rugosidad de superficie, incrementa significativamente la intensidad de los ciclones marinos en latitudes medias, profundizando el cinturón de las bajas presiones subpolares y fortaleciendo el máximo de energía cinética en la troposfera media. Visto de este modo, las inexactitudes del modelo en la representación de la vaguada circumpolar, podrían ser mejoradas a partir de un buen ajuste del coeficiente C_d . Asimismo, Boer et al. (1992) realizaron ciertas consideraciones teóricas con relación a los campos de presión simulados y a los efectos del coeficiente C_d . En ese trabajo explican que el campo de presión a nivel del mar (PNM) se ajusta al campo de cantidad de movimiento integrado verticalmente, a la

vez que el flujo medio de cantidad de movimiento es balanceado por los términos de arrastre turbulento: el torque de montaña y el arrastre de los vientos. Pero como en promedio zonal (entendiendo como promedio zonal al promedio sobre todo un círculo de longitud), el torque de montaña es mucho menor que el arrastre por los vientos, la tensión en superficie es usualmente parametrizada en términos del coeficiente C_d

$$\tau = C_d |V| u \approx -\frac{C_d |V|}{f} \frac{\partial p_s}{\partial y} \quad (2.1)$$

Visto de este modo, los parámetros que ajustan la simulación del campo de PNM a través de su relación con la ecuación de cantidad de movimiento, son el coeficiente C_d y el campo de vientos cercanos a superficie. Usualmente, la parametrización del coeficiente C_d se realiza mediante el producto de algún C_d neutro y un C_d función de la estabilidad atmosférica. Si bien tal dependencia es físicamente lógica, como en Boer et al. (1992), puede derivar en la siguiente paradoja: i) un coeficiente C_d pequeño acorde a la estabilidad atmosférica sobre las regiones continentales frías del Hemisferio Norte durante DEF, es compensado por el modelo con gradientes de presión excesivamente fuertes; sin embargo, ii) si se incrementa el C_d neutro para suavizar los gradientes de presión sobre el Hemisferio Norte acorde a las observaciones, se pierde la posibilidad de representar correctamente la profundidad de la vaguada circumpolar del Hemisferio Sur. Otro antecedente al respecto, es el trabajo de McFarlane et al. (1992), quienes observaron que la habilidad del modelo del Canadian Climate Centre para simular las características de la vaguada subantártica se debe, principalmente, al incremento de la resolución horizontal del modelo, sumado a los efectos combinados de un coeficiente C_d suave sobre los océanos (condiciones de estabilidad atmosférica), y de la adecuada parametrización de un término de arrastre adicional sobre las regiones continentales, relacionado con la varianza de subescala de la topografía (usualmente conocido como gravity wave drag).

En algunos casos, ante la carencia de recursos computacionales que permitan incrementar la resolución horizontal de un modelo, una opción aceptada es redistribuir los puntos de la malla horizontal. La ventaja de esta técnica es que permite mejorar la resolución sobre una región seleccionada, conservando las interacciones con el flujo de gran escala (Boer et al., 1992). Siguiendo esta idea y considerando la particular sensibilidad de los campos del Hemisferio Sur al incremento de la resolución meridional

(Held y Phillips, 1993), se diseñó el experimento "zoom" definiendo una malla no equiespaciada en la dirección norte-sur. Los puntos de retícula se redistribuyeron de la siguiente manera: se conservó la malla equiespaciada en longitud, pero la discretización latitudinal responde a una función Gaussiana centrada en 45°S (tal como se ilustra en la figura 2.1), de modo que el Hemisferio Sur ganó resolución a expensas de la resolución perdida por el Hemisferio Norte. La elección del centro del zoom responde a la latitud del máximo gradiente meridional de circulación.

2.2 Discusión de los resultados obtenidos

La discusión de la climatología del modelo bajo las condiciones prefijadas para cada experiencia, se basa en el análisis de tres campos básicos: la presión a nivel del mar, la componente zonal del viento en altura y la precipitación. El objetivo de esta sección es intercomparar los resultados de los tres experimentos, en pos de optimizar el rendimiento del modelo, para posteriores estudios de sensibilidad climática sobre Hemisferio Sur. En todos los casos, los resultados se presentan en términos de los promedios estacionales para los solsticios, y se denomina como verano al trimestre Diciembre-Enero-Febrero (DEF) y como invierno al trimestre Junio-Julio-Agosto (JJA). La climatología de los campos de viento está basada en los reanálisis ERA (European Center Re-Analysis) en alta resolución ($1.125^\circ \times 1.125^\circ$ y 31 niveles verticales) correspondientes al período 1982-1993. Se eligieron los datos del Centro Europeo, luego de evaluar los resultados de la intercomparación de dos conjuntos de datos reanalizados (Li y Carril, 1998). Los reanálisis ERA, fueron interpolados a una malla de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ y siete niveles estándares de presión (1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100 hPa), a fin de alcanzar una resolución más cercana a la resolución de los experimentos realizados. Para la PNM, se consideraron los campos climatológicos en mediana resolución ($5^\circ \times 5^\circ$) de Jenne et al. (1974); mientras que para la precipitación, se utilizaron los datos en alta resolución ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) de Legates y Willmott (1990), los que también fueron previamente interpolados a una malla de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$.

2.2.1 Presión a nivel del mar

La variable por excelencia que es capaz de reunir información integrada acerca del balance entre los aspectos dinámicos y termodinámicos de la atmósfera en un único campo, es la presión a nivel del mar. Dado que su comportamiento está íntimamente relacionado con la distribución de masa, es un buen indicador del comportamiento de los modelos, y su influencia es determinante para la climatología regional. La figura 2.2 presenta la PNM promediada zonalmente, mientras que las figuras 2.3 y 2.4 muestran las inhomogeneidades longitudinales del campo observado y simulado.

Como se observa en las figuras, los subtropicos están dominados por el cinturón de anticiclones semipermanentes, limitados por las relativamente bajas presiones de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) y por las bajas presiones circumpolares. Tal vez la característica más destacable de la circulación general en el Hemisferio Sur, es la profundidad de la vaguada circumpolar, persistente durante todo el año y centrada alrededor de los 65°S. Reproducir, tanto la ubicación como la intensidad de dicha vaguada, es una dificultad característica de los MCG de baja o mediana resolución (por ejemplo, Xu et al., 1990; Boer et al., 1992).

En DEF el modelo no reproduce correctamente ciertos aspectos de la climatología extratropical. En particular, y tal como se observa en las figuras 2.2 y 2.3, la simulación "control" reproduce una vaguada subpolar 13 hPa más débil que la observada, y desplazada 15° al norte de su posición media climatológica. Los anticiclones subtropicales también son algo débiles. En particular, se destaca la poca habilidad del modelo por representar la circulación anticiclónica sobre el Océano Atlántico (figura 2.3). El experimento "suave" tiende a profundizar la vaguada circumpolar y a desplazarla hacia el sur respecto del "control". Asimismo, tiende a intensificar la circulación anticiclónica subtropical (figura 2.2). El campo de PNM simulado con el experimento "zoom", es el más aproximado al campo observado. No obstante, la vaguada subpolar en verano, aun se encuentra algo al norte y es 5 hPa más débil que la observada, en promedio zonal. Asimismo se destaca que, el anticiclón del Pacífico (Atlántico) es ligeramente más intenso (débil) que el observado (figura 2.3).

En invierno, las simulaciones suelen ser más aproximadas a los análisis. Sin

embargo, y tal como se aprecia en las figuras 2.2 y 2.4, la experiencia "control" también exhibe dificultades en la representación de la vaguada subpolar y de la cuña subtropical. Son demasiado débiles y se encuentran anómalamente desplazadas hacia el norte (14 y 7° respectivamente). Al igual que en verano, el ajuste del coeficiente C_d y la implementación del zoom se reflejan en la profundización de la vaguada circumpolar, en la intensificación de los anticiclones subtropicales, y en la mejor ubicación de los sistemas. Cabe señalar que los resultados obtenidos por el experimento "suave", reafirma lo señalado por Orlanski et al. (1991) y Boer et al. (1992): un adecuado ajuste de la rugosidad de superficie permite mejorar la calidad de las simulaciones sin necesidad de incrementar la resolución horizontal del modelo.

Por último se puede señalar que, en todos los experimentos y particularmente en invierno, el modelo tiende a simular presiones algo elevadas sobre el continente sudamericano. La estructura del campo de PNM tiende a fusionar los anticiclones del Pacífico y del Atlántico, probablemente debido a la subestimación de la altura de la Cordillera de los Andes (Seluchi et al., 1998). La figura 2.5 ilustra el perfil de la cordillera utilizado para las experiencias de malla regular e irregular. La curva fue construida sobre la base de la altura máxima resuelta por el modelo sobre el sector sudamericano.

La tabla 2.2 presenta algunas medidas relativas a la representación de la PNM sobre el Hemisferio Sur. En una primera y grosera aproximación, se presenta su valor medio, el cual brinda información acerca del grado de ajuste entre los campos que inicializan el modelo. La utilización de subrutinas de interpolación poco adecuadas, pueden llevar a desequilibrios en la inicialización del modelo, que generan una pérdida de masa. Como se observa en la tabla, la PNM media es correctamente representada en los tres experimentos. Asimismo, el modelo reproduce la marcha estacional de la variable: se observan valores levemente superiores durante la estación invernal.

El anticiclón del Atlántico, es siempre subestimado en verano. Sin embargo, como los números presentados en la tabla 2.2 son una indicación puntual del máximo absoluto, no pueden analizarse independientemente de las figuras 2.3 y 2.4. La tabla indica que la experiencia "suave" es la que peor representa al anticiclón del Atlántico en verano. Sin embargo, el análisis conjunto de la tabla y los campos medios, muestra que el máximo de 1018 hPa del experimento "control" corresponde a un solo punto del reticulado, mientras

que el máximo de 1016 hPa del experimento "suave" es más extendido. Por lo tanto, desde el punto de vista morfológico, la experiencia "suave" es relativamente superior. En invierno, las amplitudes máximas del anticiclón del Atlántico son similares en las tres experiencias, aunque del análisis conjunto de la tabla y las figuras, se observa que la mejor representación se logra a través del experimento "zoom".

El máximo absoluto del anticiclón del Pacífico siempre es sobrestimado, excepto en la experiencia "suave", en verano. No obstante sus características morfológicas (configuración elongada en invierno y triangular en verano), son capturados en mayor o menor grado por los tres experimentos. Esto indicaría que el modelo reproduce el ciclo estacional de los vientos en niveles bajos: oestes más intensos en invierno y componente sur fortalecida en verano. Asimismo, la intensificación del gradiente de presión sobre el borde oeste del continente sudamericano en verano, respondería a la correcta representación del efecto conjunto de la baja térmica continental y la intensificación del anticiclón del Pacífico en verano.

Como se dijo anteriormente, la correcta simulación de la vaguada Antártica, es uno de los puntos cruciales del modelado sobre el Hemisferio Sur. Por lo tanto, es bueno insistir acerca de la habilidad de los experimentos "zoom" y "suave" para representar la ubicación de la vaguada, especialmente en invierno. El eje de presiones subtropicales, en cambio, está siempre bien posicionado, excepto para el "control" en invierno.

La figura 2.6 presenta la variabilidad estacional de la PNM, definida como la diferencia de la PNM en las estaciones extremas: verano menos invierno. Esto no implica que los máximos o mínimos de la marcha anual ocurran en las estaciones extremas, simplemente es una de las tantas opciones válidas para cuantificar su cambio estacional. Se observan, mínimos asociados a las porciones continentes del Hemisferio Sur, y máximos relativos sobre los Océanos Índico y Pacífico. Las principales características de este campo sobre latitudes subtropicales, están asociadas a la variabilidad de la presión sobre las masas continentales, regulada por la importancia relativa del calentamiento diabático sobre la circulación general. No obstante se destaca la fuerte variabilidad estacional simulada sobre el sector sudamericano, aunque el signo del campo sobre el Océano Atlántico (opuesto al Pacífico e Índico) queda bien representado. Finalmente, y en acuerdo con las conclusiones del IPCC (Gates et al., 1995), las mayores

dificultades en la representación de la estacionalidad de la PNM se presentan en latitudes altas.

En acuerdo con trabajos previos (ver por ejemplo McFarlane et al., 1992; Held y Phillips, 1993), se debe remarcar que la representación del campo de PNM es particularmente sensible a la resolución horizontal, a la parametrización de los coeficientes de intercambio turbulento y a la representación de la orografía. En cuanto a los coeficientes turbulentos, es determinante el rol del coeficiente de intercambio turbulento en superficie: en este caso, la definición de un coeficiente C_d 25% inferior al definido en la simulación de control, optimizó los campos climatológicos simulados sobre el Hemisferio Sur. Esto no implica que sea el valor conveniente para la representación de los campos sobre el Hemisferio Norte, sin embargo, es necesaria una solución de compromiso en función de la región geográfica de interés y del tipo de estudios que se deseen realizar. Mientras que la sensibilidad a la inclusión de un segundo coeficiente turbulento (la parametrización del gravity wave drag, experimento no considerado en este trabajo), no sería significativa para los campos de PNM sobre el Hemisferio Sur, para una versión del modelo en baja resolución (ver Seluchi et al., 1998). Asimismo, para el campo de PNM, los beneficios obtenidos por el incremento de la resolución meridional (a través de la definición de una malla con zoom) son equiparables a los obtenidos mediante el ajuste del arrastre turbulento.

2.2.2 Componente zonal del viento en 300 hPa

En las figuras 2.7 y 2.8 se presenta la componente zonal del viento en 300 hPa (nivel aproximado del viento máximo).

En invierno, el jet del Hemisferio Sur desarrolla una típica estructura espiralada. Se destaca particularmente un máximo sobre el Océano Indico (en aproximadamente 50°S) y su particular estructura dual sobre el Pacífico Oeste: un jet subtropical y un jet polar, centrados en aproximadamente 30°S y 60°S respectivamente. Tal bifurcación del jet está de acuerdo con la estructura del gradiente meridional de temperatura en superficie. Asimismo, se destacan valores mínimos en las cercanías de Nueva Zelanda, una de las regiones preferenciales para los bloqueos sobre el Hemisferio Sur (Trenberth y Mo, 1985).

Katzfey y McInnes (1996), observaron que dicha bifurcación del campo de vientos en invierno, estaría asociada a la época del año en la cual se registra la mayor parte de las bajas segregadas, asociadas a las situaciones de bloqueos (usualmente denominadas cutoff lows). Debido a que el modelo tiende a subestimar las situaciones de bloqueos sobre el sector australiano (Menéndez y Brosse, 1997), sería de esperar que presentara problemas en la representación del doble jet invernal. Como se observa en la figura 2.7, el jet en la simulación "control" presenta una estructura básicamente zonal, algo intensa y extendida latitudinalmente, con un máximo secundario espúreo sobre el sector sudamericano y el océano Atlántico occidental. La experiencia "suave" tampoco captura las características del campo observado, y difiere básicamente del "control" en la intensificación del máximo sudamericano. El jet está mejor representado en la experiencia "zoom", ya sea desde el punto de vista morfológico, como en intensidad y posición. La aparición del mínimo sobre Nueva Zelanda permite identificar la curvatura espiralada característica del campo climatológico. Asimismo, tanto el máximo principal del jet sobre la región australiana, como el máximo secundario sobre el Indico, se encuentran aceptablemente posicionados y correctos en cuanto a su intensidad. No obstante, la rama polar del jet simulado, es algo débil.

La figura 2.8 ilustra el desplazamiento del jet hacia el sur en verano (debido al desplazamiento estacional de la celda de Hadley), estación en la cual, ambas ramas se unifican. El jet estival se ubica climatológicamente sobre la banda 40°S - 50°S, alcanzando valores máximos de aproximadamente 35 m/s sobre el océano Indico. Los comentarios acerca de la representación del campo de viento, son consistentes con los formulados para la descripción de la PNM. Así como la experiencia "control" simula a la vaguada circumpolar ubicada algo al norte de su posición climatológica, similar característica se observa en la componente zonal del viento en altura. El eje del jet se encuentra desplazado hacia el norte, y presenta tres máximos: el máximo principal corriente abajo del continente americano, otro máximo sobre la región australiana y un tercero, sobre el océano Indico. La disminución del C_d poco modifica la representación de este campo. Sin embargo, al aplicar el zoom meridional, la estructura del jet mejora cualitativamente. El cinturón de los oestes se desplaza correctamente hacia el sur, aunque se destaca la tendencia a la excesiva zonalización del campo simulado, el cual pierde la característica forma climatológica de media luna, al sobrestimar su intensidad sobre el océano Atlántico y Pacífico. No fue posible corregir la ubicación del máximo absoluto (el cual siempre aparece corriente abajo

del continente americano).

2.2.3 Precipitación

La precipitación, es uno de los parámetros más difíciles de modelar. Las figuras 2.9 a 2.11 muestran el campo de precipitación observado y simulado para ambas estaciones, así como su promedio zonal. El campo de precipitación observado presenta tres máximos convectivos dominantes: i) un máximo sobre la zona de convergencia intertropical (ZCIT) y sobre la estructura fuertemente activa de la zona de convergencia del Pacífico Sur (ZCPS), ii) un segundo máximo sobre la región amazónica y la zona de convergencia del Atlántico Sur (ZCAS), y finalmente iii) un tercer máximo sobre el SE africano. Asimismo, otra región de relativamente alta precipitación se observa a lo largo de la vaguada circumpolar.

El modelo captura las características generales del campo de precipitación en gran escala (ver particularmente la figura 2.11): máxima precipitación en latitudes bajas, mínimos asociados a las regiones de subsidencia de los anticiclones subtropicales, y mínimos en latitudes altas. No obstante, sobrestima la precipitación en la región extratropical en invierno (a pesar del escaso contenido de humedad en latitudes polares) y lo subestima en verano.

Regionalmente (ver figuras 2.9 y 2.10), si bien el modelo reproduce cualitativamente bien a la precipitación sobre los Andes Patagónicos, la sobrestima sobre los Andes Centrales, probablemente debido a la inexacta representación de los procesos difusivos, los cuales no logran compensar el efecto de la convección anómala generada por el esquema de Kuo, debido a la convergencia forzada por la presencia del obstáculo orográfico (notar que los mayores problemas en el campo de la precipitación sobre la Cordillera de los Andes son coincidentes con la máxima altura resuelta por el modelo).

Asimismo, las tres experiencias capturan el ciclo anual de la convección (ver conjuntamente las figuras 2.9 y 2.10): durante los meses del invierno, la ZCIT se muda hacia el norte, y los procesos convectivos del Hemisferio Sur se ven fuertemente debilitados por el decaimiento de la fuente térmica en superficie. Asimismo, las tres experiencias simulan el ciclo anual de precipitación sobre la región australiana, donde se

destaca la subsidencia invernal asociada a la presencia del centro anticiclónico continental (anticiclón de enfriamiento continental).

Las carencias en la representación de la precipitación, deben ser explicadas tanto en términos de resolución como en términos de esquemas convectivos. La representación del promedio zonal de la precipitación en la región tropical se ve levemente favorecido con la implementación del zoom. No obstante, como la precipitación convectiva es fuertemente dependiente de una buena parametrización de los cúmulus de gran desarrollo vertical (Gates et al., 1995), el error de los campos simulados en latitudes tropicales puede atribuirse al esquema convectivo de Kuo (1965). La falencia de dicho esquema, es la simplicidad con la cual gatilla la convección: siempre que haya zonas de fuerte convergencia habrá convección, pero no considera que la misma surja a partir de ningún otro mecanismo (Raymond y Emanuel, 1993). Por otra parte, la carencia de precipitación en latitudes medias durante el verano, parece estar más asociada a la mala representación de los fenómenos de escala sinóptica y al primitivo esquema de convección estable de Manabe y Striker (1964).

Whetton et al. (1994), sugirieron un análisis alternativo para evaluar los campos de precipitación simulados. Propusieron analizar la capacidad de los modelos para simular la estacionalidad de la precipitación, definida como el porcentaje de precipitación en el semestre estival Noviembre-Abril, respecto a la precipitación anual acumulada. La correcta simulación de esta cantidad, indica que los mecanismos responsables de la precipitación en gran escala están bien representados por el modelo. La figura 2.12 muestra la estacionalidad de la precipitación, donde las regiones con valores superiores al 70% (inferiores al 30%) indican que prevalece la precipitación estival (invernal).

El desplazamiento estacional de la banda de máxima precipitación tropical es simulado aceptablemente. Asimismo, se observa que los tres continentes están afectados por un régimen de precipitación estival, correctamente simulado en los tres casos. Se destaca la representación de la estacionalidad de la precipitación sobre la ZCAS y sobre el SO australiano, así como también el mínimo a barlovento de la cordillera de los Andes (aunque su gran extensión longitudinal refleja la baja resolución del modelo). También se observa la subsidencia generada por los anticiclones subtropicales a lo largo de todo el año, la cual deriva en valores de estacionalidad típicos en torno al 50% (característica que

aparece sin sombrear en la figura). Sin embargo, los tres experimentos tienden a subestimar el porcentaje de precipitación estival sobre los océanos australes, producto de la pobre representación de la actividad ciclónica extratropical. Sobre el océano Atlántico noroccidental se observa una zona con un máximo de precipitación invernal (al este de Brasil, en 15°S), el cual aparece algo subestimado en el experimento con zoom y sobrestimado en los demás.

En suma, si bien las tres experiencias reproducen cualitativamente las regiones de máxima precipitación, son evidentes los problemas regionales, asociados a la baja resolución del modelo y la simpleza de sus parametrizaciones convectivas. Mientras que el incremento de la resolución horizontal, incidiría directamente sobre las características orográficas y térmicas de la superficie (las que finalmente determinan la estructura regional del campo de calor latente, Boer et al. 1984), las parametrizaciones de los procesos convectivos son determinantes. A diferencia de los otros campos, la precipitación parece ser poco sensible a la inclusión del zoom, y a la fuerza del coeficiente de arrastre considerado. A pesar de la habilidad de modelo por reproducir la dinámica de gran escala, son obvias las dificultades para representar el ciclo hidrológico. En este sentido, cobra fuerza la idea de anidar el modelo global con algún modelo de escala regional, capaz de resolver más adecuadamente los procesos físicos asociados a la precipitación.

2.3 Tablas y figuras del capítulo II

	<i>Experiencia Control</i>	<i>Experiencia Suave</i>	<i>Experiencia Zoom</i>
<i>Resolución (en puntos de malla)</i>	<i>64 x 33 x 11</i>	<i>64 x 33 x 11</i>	<i>64 x 33 x 11</i>
<i>Tipo de Malla</i>	<i>Equiespaciada horizontalmente</i>	<i>Equiespaciada horizontalmente</i>	<i>Equiespaciada zonalmente + zoom meridional centrado en 45°S</i>
<i>Coficiente C_d</i>	<i>estándar</i>	<i>25 % reducido</i>	<i>estándar</i>

Tabla 2.1: Características de las tres experiencias de ajuste.

<i>La presión a nivel del mar JJA (DEF)</i>	<i>Campo Observado</i>	<i>Experiencia "control"</i>	<i>Experiencia "suave"</i>	<i>Experiencia "zoom"</i>
<i>PNM Media Global sobre el Hemisferio Sur</i>	<i>1009 (1007)</i>	<i>1010 (1008)</i>	<i>1010 (1008)</i>	<i>1010 (1008)</i>
<i>Máxima Intensidad del Anticiclón del Atlántico</i>	<i>1023 (1021)</i>	<i>1024 (1018)</i>	<i>1023 (1016)</i>	<i>1024 (1018)</i>
<i>Máxima Intensidad del Anticiclón del Pacífico</i>	<i>1021 (1021)</i>	<i>1024 (1023)</i>	<i>1023 (1021)</i>	<i>1024 (1023)</i>
<i>Latitud Media del Cinturón de Anticiclones Subtropicales</i>	<i>30°S (35°S)</i>	<i>23°S (34°S)</i>	<i>32°S (32°S)</i>	<i>30°S (34°S)</i>
<i>Latitud Media de la Vaguada Circumpolar</i>	<i>65°S (65°S)</i>	<i>51°S (51°S)</i>	<i>62°S (57°S)</i>	<i>62°S (58°S)</i>

Tabla 2.2: Características del campo de presión a nivel del mar observado y simulado, para invierno y verano (entre paréntesis). Las unidades de presión son hPa.

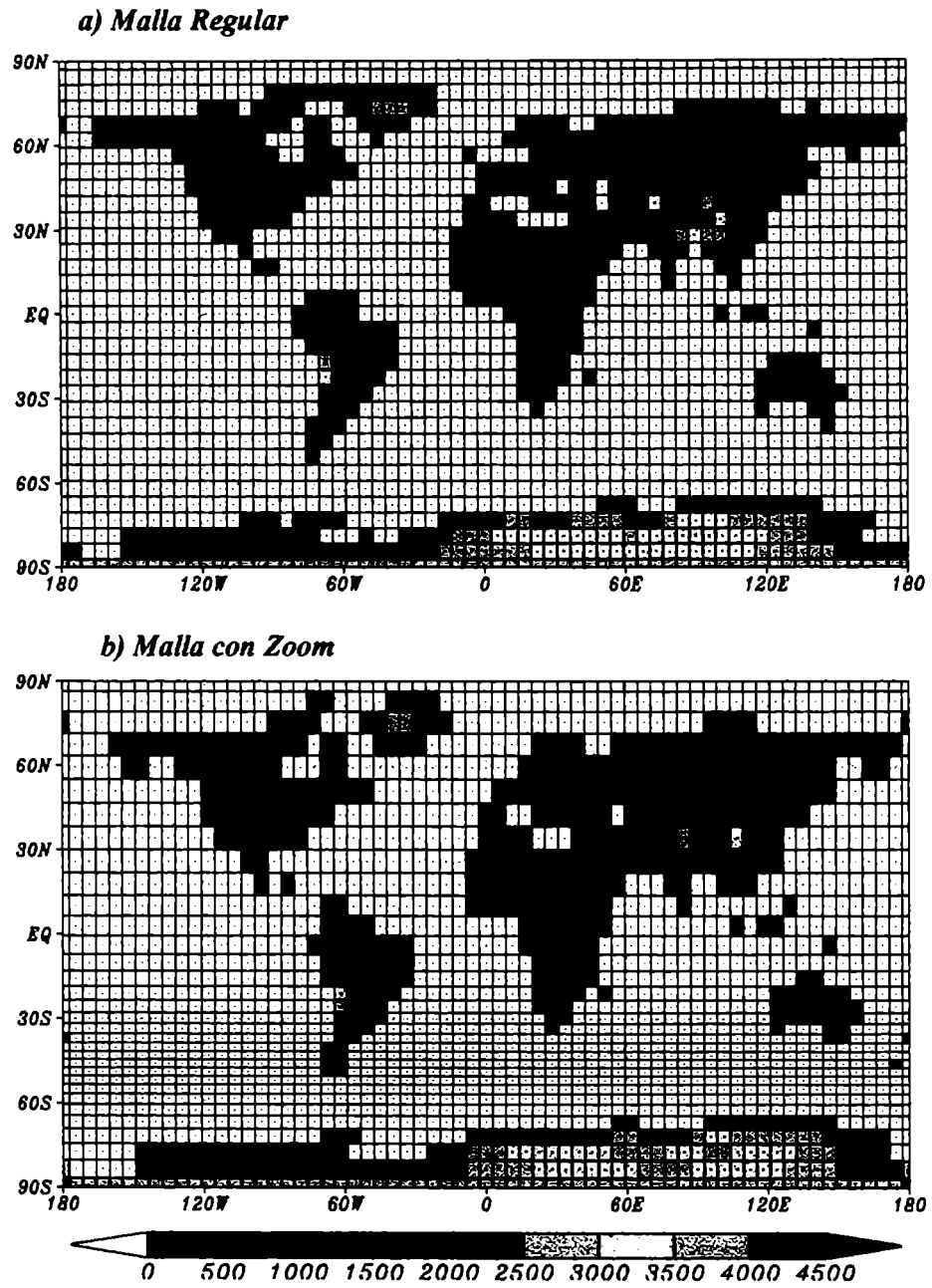
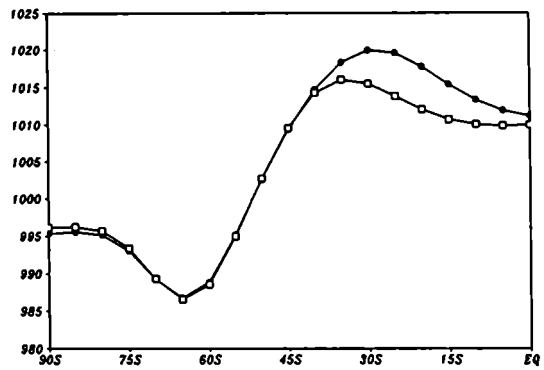
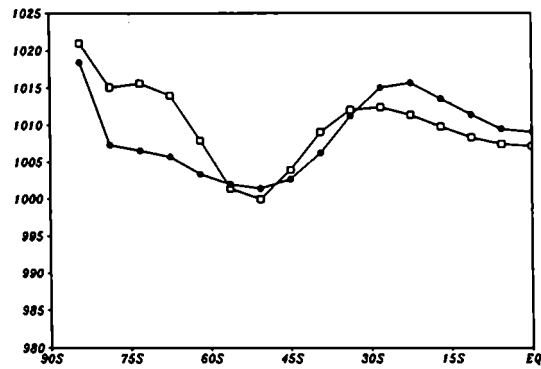


Figura 2.1: Reticulado y orografía correspondiente a las experiencias a) de malla regular y b) de malla con zoom meridional.

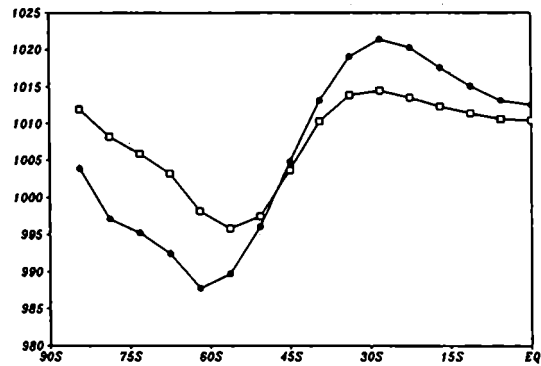
a) Climatología (Jenne et al., 1974)



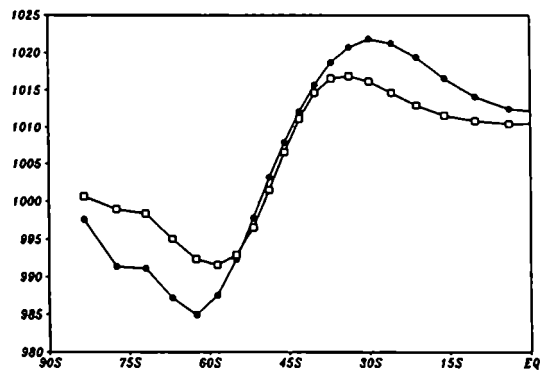
b) Control



c) Suave

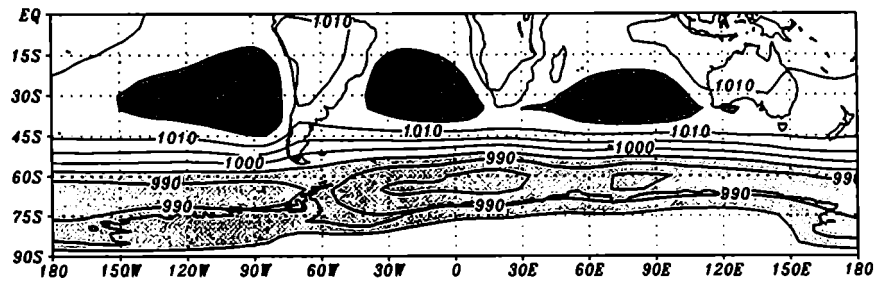


d) Zoom

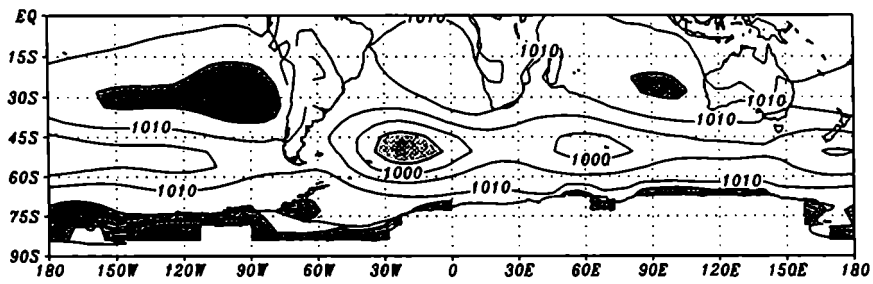


*Figura 2.2:
Promedio zonal de la presión
a nivel del mar
para DEF (cuadrados) y
JJA (círculos rellenos),
a) observado, b) control,
c) suave y d) zoom.
Las unidades son hPa.*

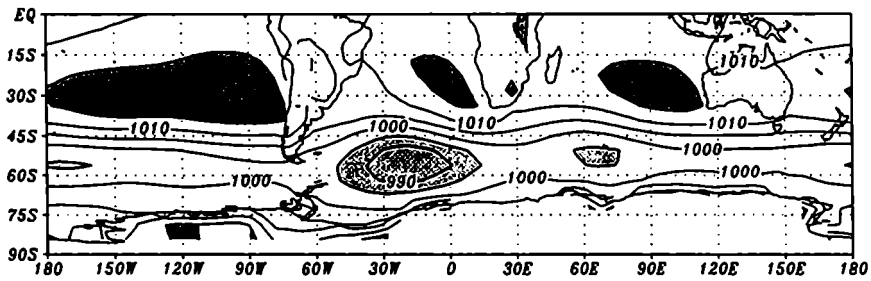
a) Climatología (Jenne et al., 1974)



b) Control



c) Suave



d) Zoom

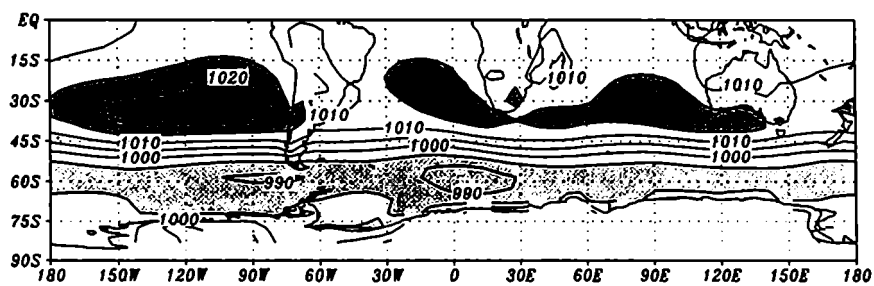
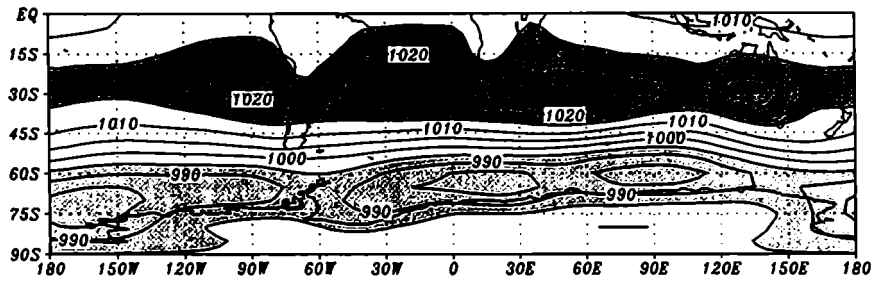
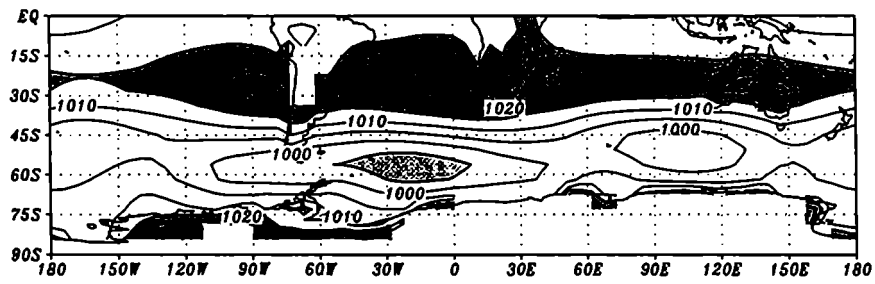


Figura 2.3 Presión media a nivel del mar para DEF, a) observada, b) caso control, c) caso zoom y d) caso suave. Las unidades son hPa, las isolíneas están dadas cada 5 hPa y las regiones sombreadas corresponden a valores mayores que 1015 hPa (gris oscuro) y menores que 995 hPa (gris claro).

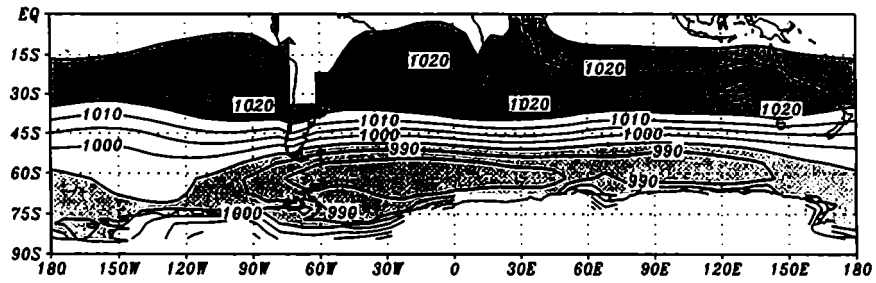
a) Climatología (Jenne et al., 1974)



b) Control



c) Suave



d) Zoom

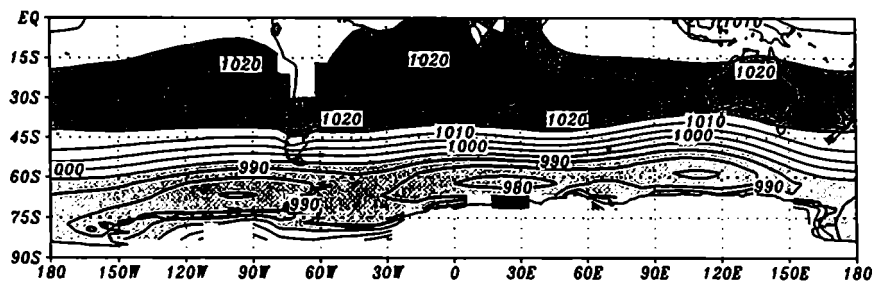
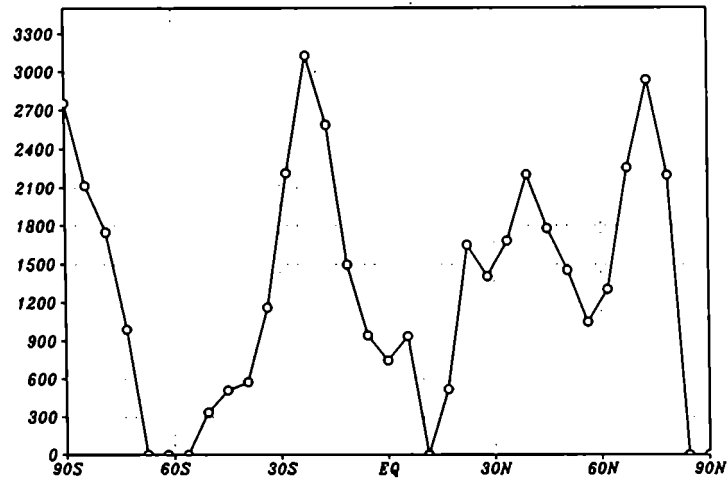


Figura 2.4: Idem de 2.3, para JJA.

a) Malla Regular



b) Malla con Zoom

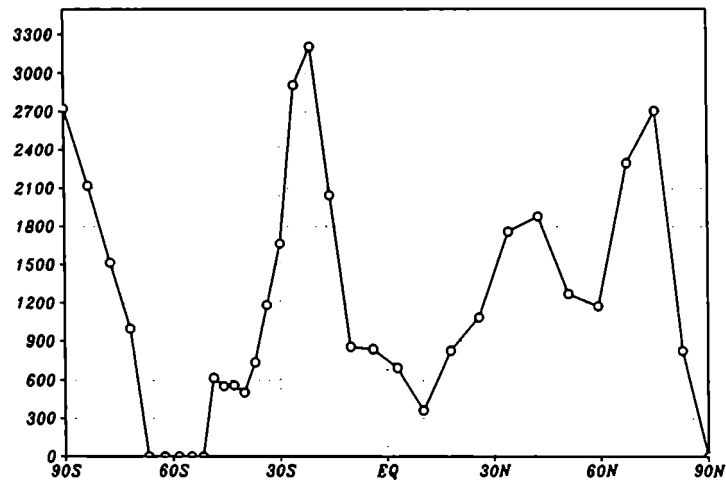
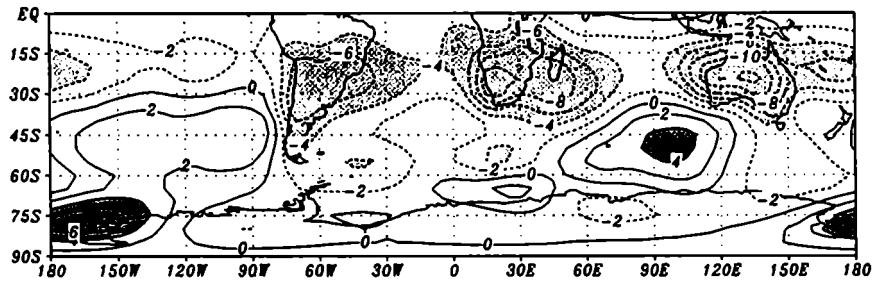
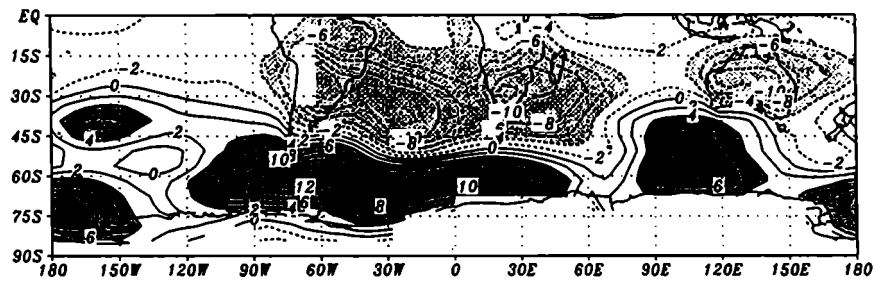


Figura 2.5: Perfil de la orografía en metros. La curva representa la máxima elevación resuelta por el modelo sobre el sector sudamericano: a) experimento de malla regular y b) experimento con zoom.

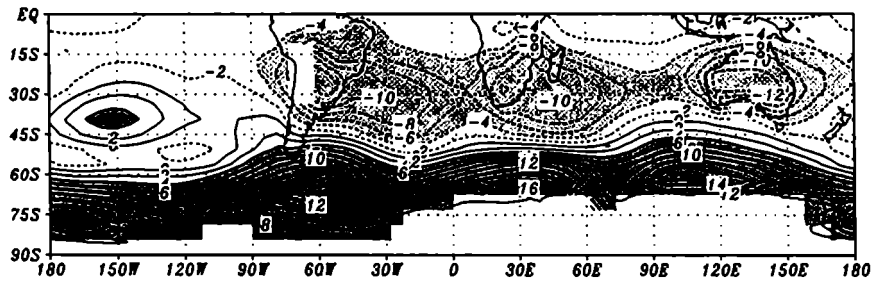
a) Climatología (Jenne et al., 1974)



b) Control



c) Suave



d) Zoom

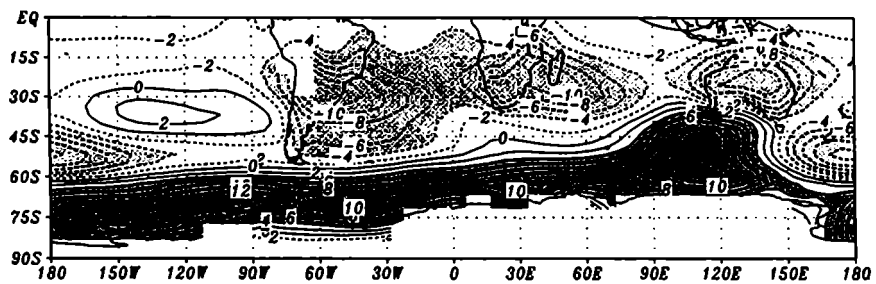
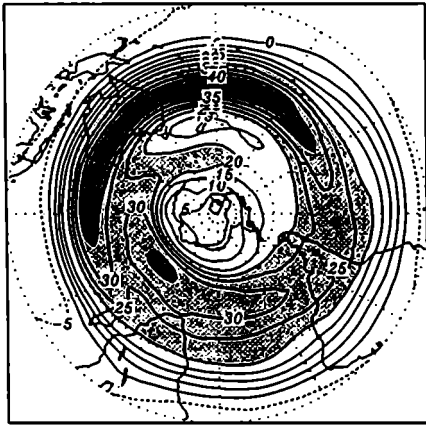
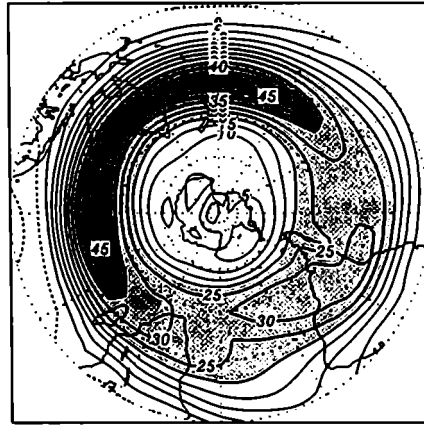


Figura 2.6: Rango anual de la presión a nivel del mar (verano menos invierno), a) observado, b) control, c) zoom y d) suave. Las isolíneas están dibujadas cada 2 hPa, y las regiones sombreadas corresponden a valores mayores que 4 hPa (gris oscuro) y menores que -4 hPa (gris claro).

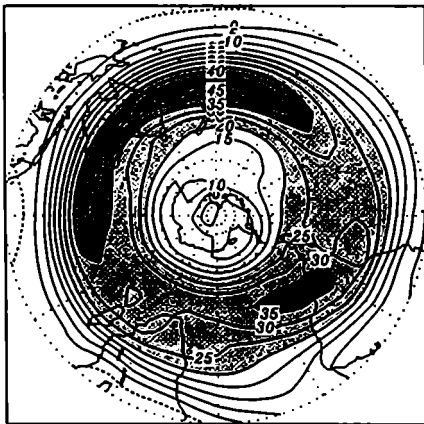
a) ERA8293



b) Control



c) Suave



d) Zoom

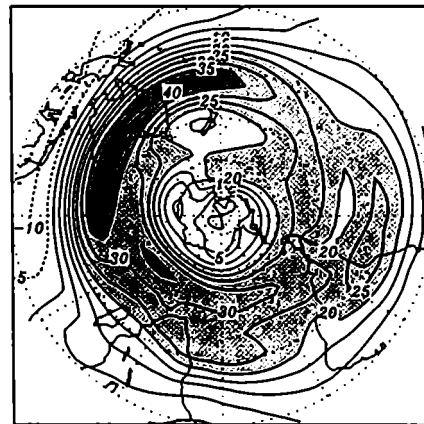
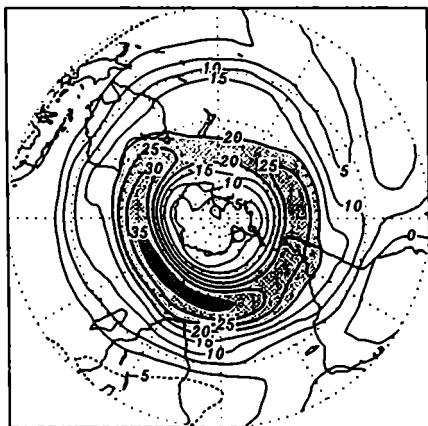
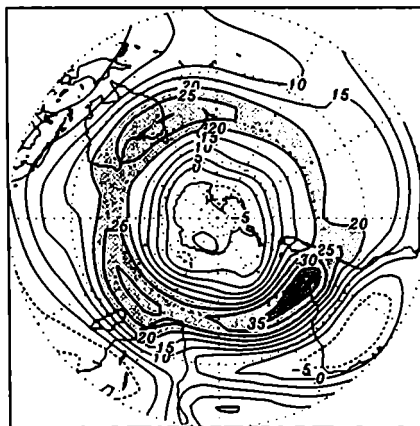


Figura 2.7: *Componente zonal del viento para JJA y 300 hPa, a) observado, b) control, c) zoom y d) suave. Las unidades son m/s, las isolneas están dibujadas cada 5 m/s y se sombrearon las regiones con valores mayores que 20 m/s (gris claro) y mayores que 35 m/s (gris oscuro).*

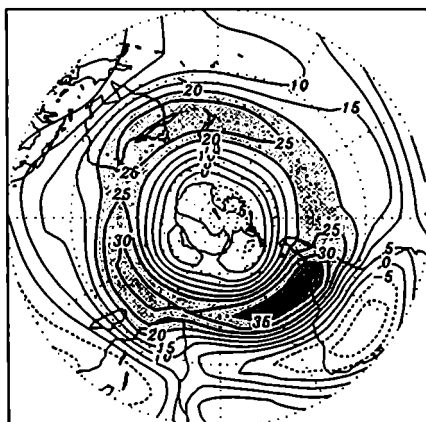
a) ERA8293



b) Control



c) Suave



d) Zoom

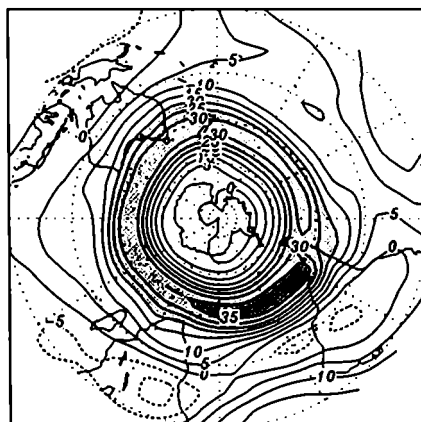


Figura 2.8: Idem de 2.7, para DEF.

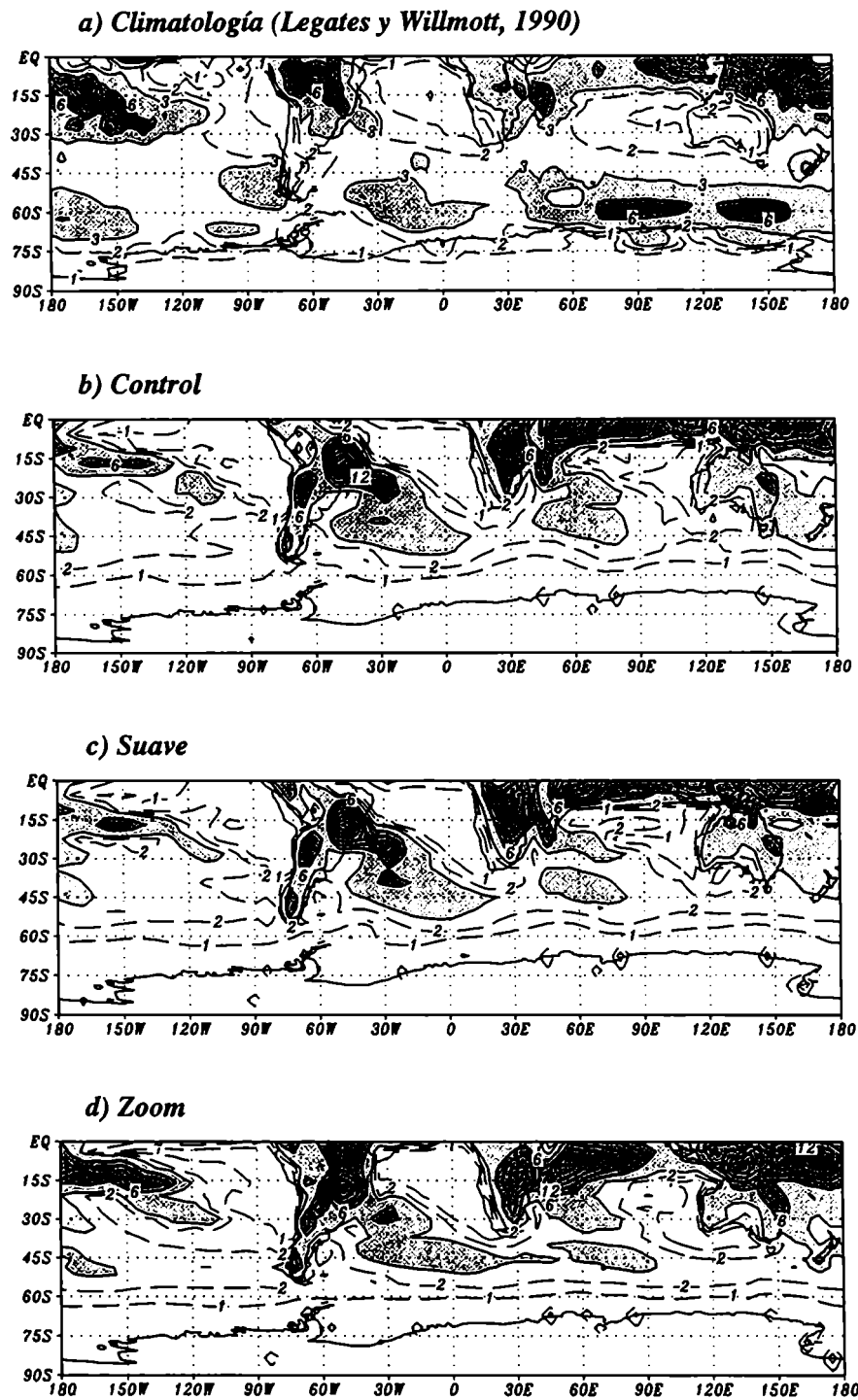
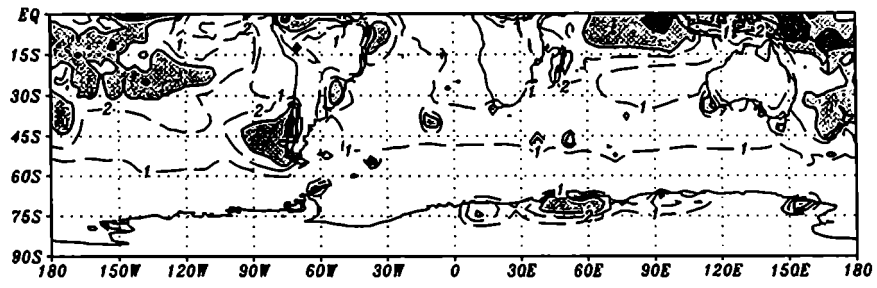
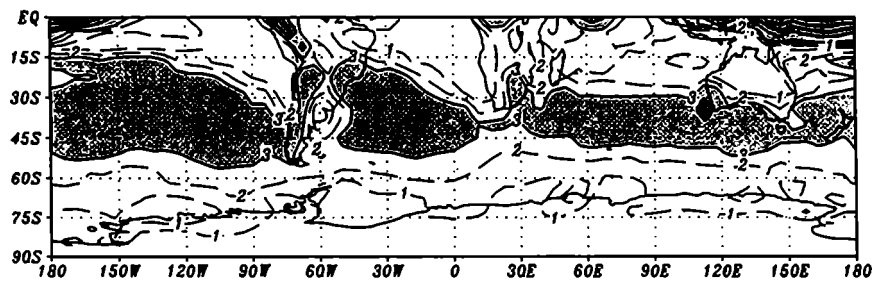


Figura 2.9: Campos de precipitación para DEF, a) observada, b) control, c) zoom y d) suave. Las unidades son mm/día y las isolíneas se presentan cada 3 mm/día. Valores inferiores a 3 mm/día se muestran con líneas cortadas. Las áreas sombreadas (gris claro y oscuro) corresponden a valores superiores que 3 mm/día y que 6 mm/día respectivamente.

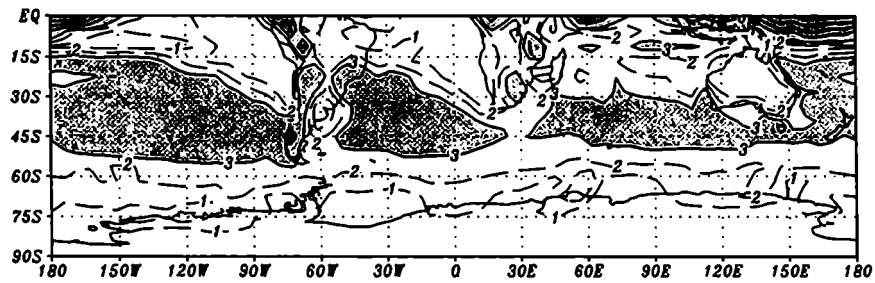
a) Climatología (Legates y Willmott, 1990)



b) Control



c) Suave



d) Zoom

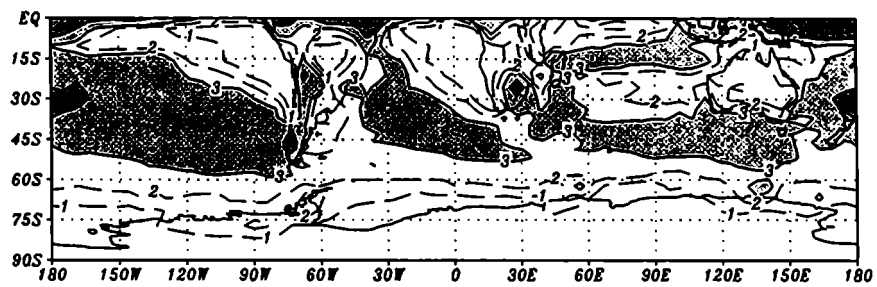
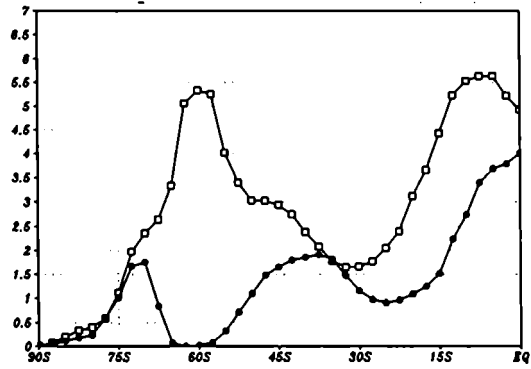
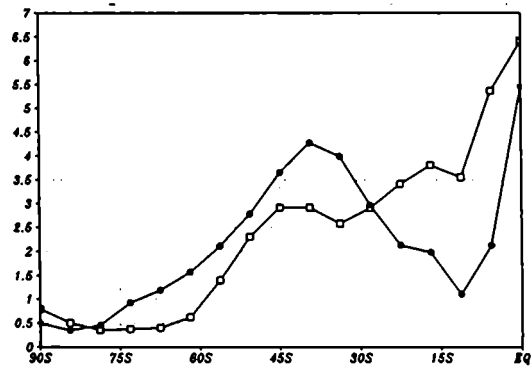


Figura 2.10: Idem de 2.9 para JJA.

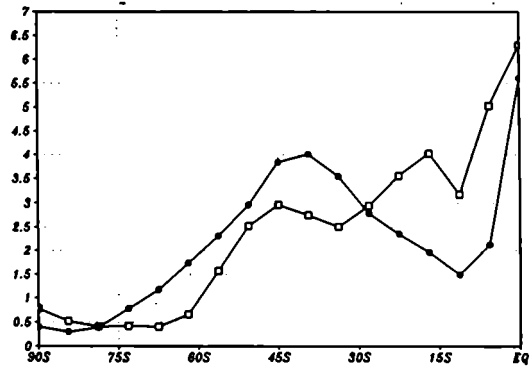
a) Climatología (Legates y Willmott, 1990)



b) Control



c) Suave



d) Zoom

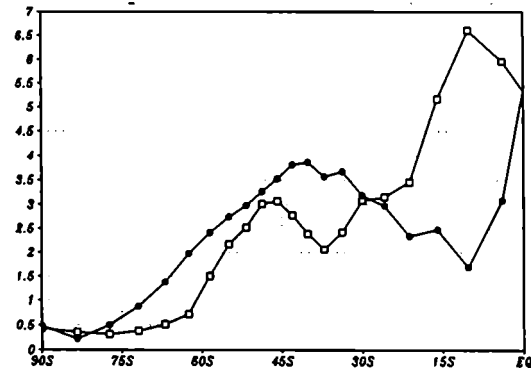
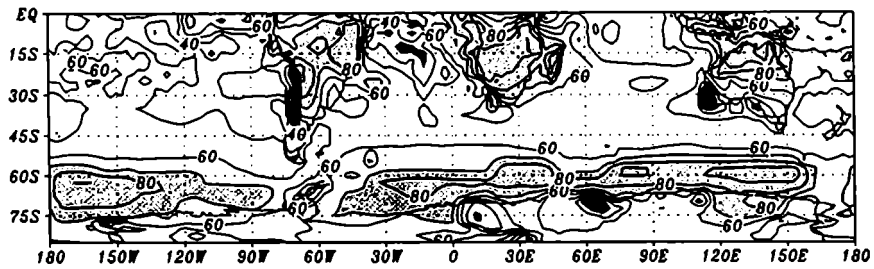
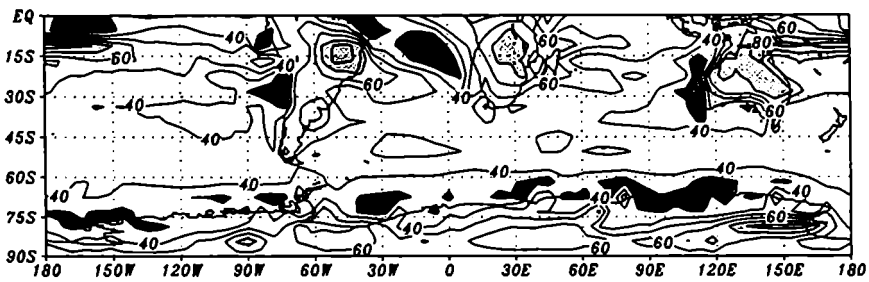


Figura 2.11:
 Promedio zonal de la precipitación,
 a) observada, b) control,
 c) suave y d) zoom,
 para DEF (cuadrados) y
 JJA (círculos rellenos).
 Las unidades son mm/día.

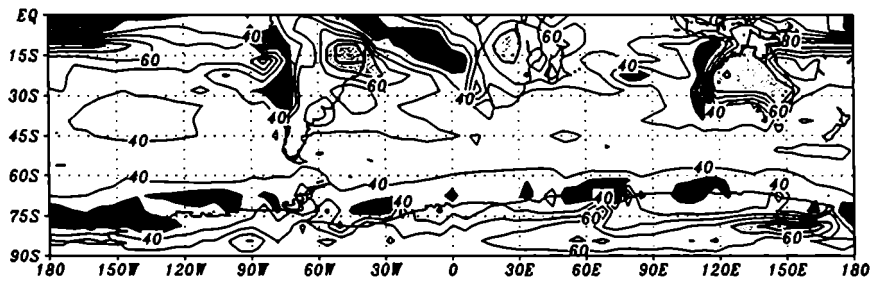
a) Climatología (Legates y Willmott, 1990)



b) Control



c) Suave



d) Zoom

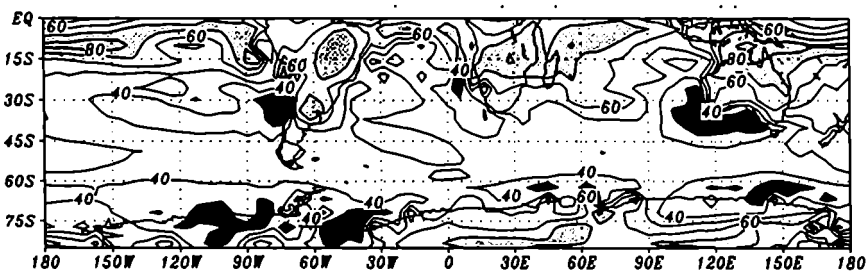


Figura 2.12: Campos porcentuales de estacionalidad de la precipitación (definida como la precipitación del semestre estival, sobre la precipitación anual). Las isolíneas están cada 10%. Las regiones sombreadas en gris claro (oscuro) corresponden a valores superiores al 70% (inferiores al 30%).

2.4 Referencias del capítulo II

- Boer, G. J., N. A. McFarlane and R. Laprise, 1984: The climatology of the Canadian Climate Centre GCM. *Atmosphere-Ocean*, **22**, 430-473.
- Boer, G. J., K. Arpe, M. Blackburn, M. Déqué, W. L. Gates, T. L. Hart, H. Le Treut, E. Roeckner, D. A. Sheinin, I. Simmonds, R. N. B. Smith, T. Tokioka, R. T. Wetherald and D. Williamson, 1992: Some results from an intercomparison of the climates simulated by 14 atmospheric general circulation models. *J. of Geophys. Res.*, **97**, 12771-12786.
- Carril, A. F., C. G. Menéndez and M. Nuñez, 1997: Climate change scenarios over the South American region: an intercomparison of coupled general atmosphere-ocean circulation models. *Int. J. of Clim.*, **17**, 1613-1633.
- Gates, W. L., P. R. Rowntree and Q. C. Zeng, 1990: Validation of climate models. In *Climate Change*, The IPCC Scientific Assessment, Cambridge University Press, 93-130.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962-1970.
- Gates, W. L., A. Henderson-Sellers, G. J. Boer, C. K. Folland, A. Kitoh, B. J. McAvaney, F. Semazzi, N. Smith, A. J. Weaver and Q. -C. Zeng, 1995: Climate Models - Evaluation, In *Climate Change 1995*, The Science of Climate Change, Contribution of Working Group I to The second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, J. A. Lakeman (Ed.), Cambridge University Press.
- Hart, T. L., W. Bourke, B. J. McAvaney, B. W. Forgan, 1990: Atmospheric general circulation simulations with the BMRC global spectral model: the impact of revised physical parameterizations. *J. of Climate*, **3**, 436-459.
- Held, I. M. and P. J. Phillips, 1993: Sensitivity of the eddy momentum flux to meridional resolution in atmospheric GCMs. *J. of Climate*, **6**, 499-507.
- Jenne, R., H. Crutcher, H van Loon and J. Taljaard, 1974: A selected climatology of the Southern Hemisphere: computes methods and data availability. *NCAR-TN/STR-92*, 44-49pp.
- Katzfey, J. J. and K. L. McInnes, 1996: GCM simulations of eastern Australian cutoff lows. *J. of Climate*, **9**, 2337-2355.

- Kitoh, A. and T. Tokioka, 1986: A simulation of the tropospheric general circulation with the MRI general circulation model. Part II: The July performance. *Meteorology and Geophysics*, **37**, 145-168.
- Kitoh, A., K. Yamazaki and T. Tokioka, 1990: The double-jet and semi-annual oscillations in the Southern Hemisphere simulated by the Meteorological Research Institute general circulation model. *J. of Met. Soc. of Japan*, **68**, 251-263.
- Kuo, H., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. of Atmos. Sci.*, **22**, 40-63.
- Labraga, J. C., 1997a: The climate change in South America due to a doubling in the CO₂ concentration: intercomparison of general circulation model equilibrium experiments. *Int. J. of Clim.*, **17**, 377-398.
- Labraga, J. C., 1997b: A comparison of the climate response to increased carbon dioxide simulated by general circulation models with mixed-layer and dynamic ocean representations in the region of South America. *Int. J. of Clim.*, **17**, 1635-1650.
- Legates, D. R. and C. J. Willmott, 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected global precipitation. *Int. J. of Clim.*, **10**, 111-127.
- Le Van, P., 1989: Description de directives pour l'utilisation de la nouvelle dynamique du modèle de Circulation Générale. *Technical Report 147*, Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS, Paris.
- Li, Z. X. and A. F. Carril, 1998: Transient properties of atmospheric circulation in two reanalysis datasets. *Clim. Dyn.* Trabajo enviado.
- Manabe, S. and R. Stricker, 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with convective adjustment. *J. of Atmos. Sci.*, **21**, 361-385.
- McFarlane, N. A., G. J. Boer and M. Lazare, 1992: The Canadian Climate Centre second generation general circulation model and its equilibrium climate. *J. of Climate*, **5**, 1013-1044.
- Menéndez, C. G. y O. Brosse, 1997: Análisis y simulación de bloqueos en el océano Pacífico sur en invierno. *Meteorologica*, **22**, 49-59.
- Orlanski, I., J. Katzfey, C. Menéndez, and M. Marino, 1991: Simulation of an extratropical cyclone in the Southern Hemisphere: model sensitivity. *J. of Atmos. Sci.*, **48**, 2293-2311.
- Raymond, D. J. and K. A. Emanuel, 1993: The Kuo cumulus parameterization, In *The representation of cumulus convection in numerical models*, Meteorological

- Monographs, 29 (46). K. A. Emanuel and D. J. Raymond (Eds.), American Meteorological Society.
- Sadourny, R. and K. Laval: 1984: January and July performance of the LMD general circulation model. In *New Perspectives in Climate Modeling*. Berger A. and Nicolis C. (Eds.), Elsevier, Amsterdam.
- Seluchi, M., V. Serafini and H. Le Treut, 1998: The impact of the Andes on transient atmospheric systems: a comparison between observations and the LMD GCM. *Mon. Wea. Rev.*, **126**. En prensa.
- Simmonds, I., G. Trigg and R. Law, 1988: The climatology of the Melbourne University general circulation model, *Publ. 31*, Dep. of Meteorology, University of Melbourne, 67pp.
- Stratton, R. A., 1996: A high resolution AMIP run using the Hadley Centre model HadAM2b. *CRTN 77*, Hadley Centre, United Kingdom.
- Trenberth, K. E. and K. C. Mo, 1985: Blocking in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 3-21.
- Whetton, P. H., P. J. Rayner, A. B. Pittock and M. R. Haylock, 1994: An assessment of possible climate change in the Australian region based on an intercomparison of general circulation modeling results. *J. of Climate*, **7**, 441-463.
- Williamson, D. L., J. T. Kiehl and J. J. Hack, 1995: Climate sensitivity of the NCAR Community Climate Model (CCM2) to horizontal resolution. *Clim. Dyn.*, **11**, 377-397.
- Xu, J.-S., H. von Storch and H. van Loon, 1990: The performance of four spectral GCMs in the Southern Hemisphere: The January and July climatology and the semi-annual wave. *J. of Climate*, **3**, 53-70.

CAPITULO III

La variabilidad del flujo medio

En este capítulo se profundiza la validación de la versión del modelo con zoom meridional. A tal fin, en diferentes secciones se discute la variabilidad del flujo medio, la interacción entre las perturbaciones con el flujo básico. Finalmente, se analiza la representación de las ondas estacionarias.

3.1 Consideraciones generales

En este capítulo se desarrollan una serie de diagnósticos tendientes a profundizar la validación del modelo en su versión con zoom. En primera instancia, se discute la energía cinética de las simulaciones y la variabilidad del campo de movimiento. Posteriormente, se presentan las covarianzas de los campos que definen los principales transportes troposféricos y se evalúa la interacción entre los campos medios y las perturbaciones. Finalmente, se analiza la representación de las ondas estacionarias. Todos los cálculos se realizaron previa interpolación de la salida del modelo a los siete niveles estándar de presión (1000, 850 700, 500 300, 200 y 100 hPa), y la validación se realiza comparando los estadísticos básicos de la climatología del modelo con los derivados de los reanálisis ERA.

Las perturbaciones transientes se calcularon a partir de los datos medios diarios de las variables pronosticadas por el modelo, y desde los datos cuatridiarios de los reanálisis disponibles. Se tomaron como referencia los valores medios de las variables para cada estación y para cada año en particular, es decir, se removieron las variabilidades mayores a los 90 días (como por ejemplo en Hoskins et al., 1989). La determinación de remover dichas frecuencias, está asociada al tipo de experiencia

numérica realizada: el forzante externo del sistema son las TSM climatológicas (es decir, se conservó la variabilidad mes a mes, pero se filtró la variabilidad interanual). Esto no significa que los campos simulados carezcan de variabilidad interanual. De hecho, se ha integrado el modelo por diez años, observando claras variabilidades año tras año, estación a estación, día a día; sin embargo, la variabilidad observada en estos casos es debida exclusivamente a procesos internos del sistema. Bajo este punto de vista, filtrar las oscilaciones interanuales resulta una buena opción para hacer las cosas más comparables entre sí. Finalmente, se puede señalar que estudios previos (Trenberth, 1981; Hoskins et al., 1983; Chang, 1993), muestran que el principal aporte a la variabilidad de los campos atmosféricos sobre el Hemisferio Sur, está dado por las altas frecuencias.

Para el cálculo de las perturbaciones se siguió la metodología habitual: dada una determinada variable atmosférica v , la misma puede ser escrita como la suma de una parte media, y de un apartamiento de dicha media. De este modo la barra horizontal define el promedio temporal de la variable

$$\bar{v} = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_0}^{t_0+\Delta t} v(\varphi, \lambda, z, t) dt \quad (3.1)$$

mientras que la variable primada señala el apartamiento de dicho promedio temporal

$$v = \bar{v} + v' \quad (3.2)$$

La variable entre corchetes indica el promedio a través de los meridianos (promedio zonal)

$$[v] = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} v(\varphi, \lambda, z, t) d\lambda \quad (3.3)$$

y la variable con estrella señala el apartamiento del flujo medio relativo al promedio zonal

$$v = [v] + v^* \quad (3.4)$$

3.2 Variabilidad del flujo medio

3.2.1 Campo de movimiento

Trenberth (1981, 1982) y Hoskins et al. (1983) mostraron que tanto las varianzas como las covarianzas de los principales campos atmosféricos sobre el Hemisferio Sur, están dominadas por la contribución de las perturbaciones transientes en alta frecuencia. Dado el rol determinante de los términos transientes sobre la variabilidad de los campos en el Hemisferio Sur, la figura 3.1 presenta la variabilidad temporal del campo de movimiento, como promedios zonales de la desviación estándar integrada verticalmente.

$$[S] = \left[\int_0^z \sqrt{v'^2} \right] \quad (3.5)$$

Una característica importante de la variabilidad del campo de movimiento es su gran magnitud, lo que evidencia el carácter netamente turbulento de la circulación atmosférica. El modelo es coherente en simular mayores variabilidades durante la época invernal, aunque las máximas variabilidades simuladas están siempre por debajo de las observadas. Con relación a la componente zonal, tanto la estructura de doble máximo para ambas estaciones (estructura tipo silla de montar), como el ciclo anual que lleva a una mayor extensión latitudinal en el invierno y una menor extensión en el verano, se observan en el campo modelado. La variabilidad de la componente meridional presenta un único máximo centrado en aproximadamente 50°S, el cual es bien simulado, aunque posicionado algo más al norte. Asimismo, cabe destacar que el modelo logra capturar la característica señal de las storm tracks (Trenberth, 1982): para ambas estaciones, los mínimos relativos de u'^2 se corresponden con máximos relativos de v'^2 . No obstante, los niveles energéticos simulados son bajos.

3.2.2 Energía cinética

La energía cinética es una variable que caracteriza a la circulación atmosférica media, así como a su variabilidad espacio-temporal. Para el cálculo de la energía, se

aplicó la media temporal en (3.4)

$$\bar{v} = [\bar{v}] + \bar{v}' \quad (3.6)$$

sustituyendo (3.6) en (3.2)

$$v = [\bar{v}] + \bar{v}' + v' \quad (3.7)$$

elevando v al cuadrado y promediando temporalmente

$$\overline{v^2} = \overline{([\bar{v}] + \bar{v}' + v')^2} = \overline{([\bar{v}]^2 + (\bar{v}' + v')^2 + 2[\bar{v}](\bar{v}' + v'))} \quad (3.8)$$

$$\overline{v^2} = \overline{[\bar{v}]^2} + \overline{\bar{v}'^2} + \overline{v'^2} + 2\overline{\bar{v}' v'} + 2\overline{[\bar{v}]\bar{v}'} + 2\overline{[\bar{v}]v'} \quad (3.9)$$

donde

$$\bar{v}' = 0$$

$$\overline{\bar{v}'^2} = \bar{v}'^2$$

$$\overline{\bar{v}'} = \bar{v}'$$

$$\overline{[\bar{v}]} = [\bar{v}]$$

$$\overline{[\bar{v}]^2} = [\bar{v}]^2$$

De este modo, la ecuación (3.9) puede ser escrita como

$$\overline{v^2} = [\bar{v}]^2 + \bar{v}'^2 + \overline{v'^2} + 2[\bar{v}]\bar{v}' \quad (3.10)$$

Aplicando a (3.10) el promedio zonal

$$[\overline{v^2}] = [\bar{v}]^2 + [\bar{v}'^2] + [\overline{v'^2}] + 2[\bar{v}][\bar{v}'] \quad (3.11)$$

y como

$$[\bar{v}'] = 0$$

de la ecuación (3.11) se obtiene

$$[\overline{v^2}] = [\bar{v}]^2 + [\bar{v}'^2] + [\overline{v'^2}] \quad (3.12)$$

Análogamente para la variable u

$$[\overline{u^2}] = [\overline{u}]^2 + [\overline{u'^2}] + [\overline{u'^2}] \quad (3.13)$$

Como se desprende de las ecuaciones (3.12) y (3.13), las contribuyentes a las componentes zonal y meridional de la energía cinética en promedio zonal (término izquierdo en las igualdades) son: la circulación media, la componente asimétrica del flujo y las fluctuaciones instantáneas del campo de movimiento. Sobre la base de este razonamiento, y como por ejemplo en Peixoto y Oort (1992), la ecuación de la energía cinética se puede descomponer según la contribución de la circulación media (KM), la energía cinética aportada por las perturbaciones estacionarias (KSE) y la energía cinética de las perturbaciones transientes (KTE):

$$[K] = \frac{1}{2} [\overline{u^2} + \overline{v^2}] \quad (3.14)$$

$$[KM] = \frac{1}{2} ([\overline{u}]^2 + [\overline{v}]^2) \quad (3.15)$$

$$[KSE] = \frac{1}{2} [\overline{u'^2} + \overline{v'^2}] \quad (3.16)$$

$$[KTE] = \frac{1}{2} [\overline{u'^2} + \overline{v'^2}] \quad (3.17)$$

Las figuras 3.2 y 3.3 muestran los promedios zonales de la energía cinética total y cada una de sus componentes para verano e invierno (calculados según las ecuaciones 3.14 a 3.17). El máximo observado en la energía cinética total está relacionado con la actividad del jet, por lo cual, su comportamiento es consistente con lo descrito en el capítulo anterior para el campo de movimiento: se observa un único eje de máximo en verano y una estructura dual invernal. No obstante, y de manera consistente con lo descrito en relación del jet, la energía cinética simulada en verano es particularmente más intensa que la observada, su máximo se encuentra algo desplazado hacia el norte y su estructura es fuertemente zonal (tal como lo observado en el campo de viento zonal y en el gradiente meridional de temperatura). En invierno, el modelo logra una buena representación de la energía cinética, aunque el campo se encuentra algo subestimado y no alcanza a cerrar los dos máximos independientes, correspondientes al jet polar y subtropical. En conclusión, la energía cinética total es algo subestimada durante el invierno y sobrestimada durante el verano. Como se puede observar, tanto la energía por las perturbaciones transientes como la componente zonal media, son principales contribuyentes a la energía cinética total, mientras que el aporte de las perturbaciones

estacionarias es muy débil (ver por ejemplo James, 1994). Esta característica es simulada exitosamente. En general, los modelos en puntos de malla presentan grandes deficiencias a la hora de representar la magnitud de la energía cinética de las perturbaciones (Boer, et al. 1984), aunque dichas deficiencias también se observan en los modelos espectrales y son fuertemente dependientes de la resolución (ver Boville, 1991; Boyle, 1993; Stratton, 1996). La energía cinética de las perturbaciones transientes es máxima en altura sobre latitudes medias, debido a la variabilidad diaria a estacional en la posición del jet y a la variabilidad en la altura de la tropopausa (Stratton, 1996). Es obvio entonces, que la baja resolución del modelo es un factor determinante para la simulación de este campo. En verano, cuando el jet presenta una estructura típicamente barotrópica, el eje de máxima energía cinética transiente, es cercano a la vertical; mientras que en invierno, se refleja la tendencia a intensificarse y extenderse latitudinalmente, de manera consistente con la gran extensión de los oestes. La energía cinética zonal media, está mejor representada. Su forma es básicamente la forma del campo de la energía cinética total, y su magnitud está algo sobrestimada en verano, y bastante aproximada en invierno, especialmente en la región del jet subtropical. Finalmente, la energía cinética de las perturbaciones estacionarias está bastante bien representada en invierno, a excepción del máximo espúreo en latitudes bajas relacionado con la gran amplitud de las ondas simuladas en altura (tanto la componente zonal como meridional del viento presentan excesiva variabilidad longitudinal en latitudes bajas; figura no mostrada).

3.3 Transporte de propiedades

Las ecuaciones que describen el transporte meridional total de propiedades (ecuaciones de covarianza) pueden escribirse como la suma del transporte por la circulación media zonal, el transporte por las perturbaciones estacionarias y la contribución de las perturbaciones transientes (ver por ejemplo, Peixoto y Oort, 1992):

$$[\overline{vX}] = [\overline{v}][\overline{X}] + [\overline{v'X'}] + [\overline{v'X'}] \quad (3.18)$$

Si bien la celda de Hadley es una importante contribuyente a los transportes

sobre latitudes bajas, en latitudes extratropicales la circulación media es un ineficiente transportador de propiedades, ya que la velocidad del flujo meridional promediada zonalmente es pequeña. Asimismo, la particular distribución de la orografía y de las fuentes de calor sobre el Hemisferio Sur, generan un patrón de ondas cuasiestacionarias con estructura barotrópica equivalente (la cual se verifica para el modelo, ver próxima sección), ineficiente transportadora de propiedades (ver por ejemplo, van Loon y Jenne, 1972; van Loon, 1979; Trenberth, 1980). De este modo, los transportes sobre el Hemisferio Sur están dominados por las perturbaciones transientes (ver figuras 3.4 a 3.8 y por ejemplo, Trenberth, 1981; Karoly, 1985; James, 1994).

3.3.1 Transporte de cantidad de movimiento

Tal como se aprecia en las figuras 3.4 y 3.5, el modelo reproduce exitosamente el transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes, el cual presenta su máximo en latitudes medias, cerca de la tropopausa. El flujo es hacia los polos en latitudes bajas y medias, y hacia el ecuador en latitudes altas. Asimismo, y tal como lo observado por Trenberth (1981), el máximo gradiente de $v'u'$ coincide con la latitud aproximada del máximo del jet, y converge aproximadamente en el límite polar del jet (ver figuras 2.7 y 2.8). Es un campo que presenta marcada variabilidad estacional, particularmente en relación de la posición del eje del máximo subtropical. El modelo evoluciona en el mismo sentido que los campos analizados, simulando el desplazamiento hacia el sur del eje de máximo transporte en verano, así como la intensificación de los transportes en invierno. No obstante, el transporte es subestimado en ambas estaciones. En este punto vale la pena una especulación en relación de la estructura de este campo y su relación con el flujo medio zonal. Tal como lo descrito por Trenberth (1981), existe una relación entre la posición aproximada del máximo de u medio y el máximo gradiente de $v'u'$. Si se analiza esta relación para los campos del modelo, particularmente en verano los valores del máximo gradiente de $v'u'$ parecen coincidir con los observados, sin embargo, es una cantidad concentrada en una banda latitudinal muy angosta (coincidente con la característica excesivamente zonal del jet estival). Finalmente, cabe destacar que el transporte por la circulación media es algo subestimado, mientras que el transporte por las perturbaciones estacionarias está particularmente sobrestimado en la alta troposfera polar en invierno.

3.3.2 Transporte de calor

Tal como se muestra en las figuras 3.6 y 3.7, la representación de los flujos de calor por las perturbaciones transientes es exitosa en cuanto a la dirección de los mismos: flujos en general hacia el polo, excepto en latitudes bajas y sobre latitudes altas, en altura. Asimismo, el modelo captura las características del ciclo estacional de los transportes, simulando los mayores transportes durante el invierno. En verano, si bien el eje vertical del máximo modelado está bien posicionado, el transporte es débil particularmente en niveles bajos. En invierno, y obviando consideraciones sobre la región antártica debido a la incertidumbre que los datos acarrearán, se observan máximos valores en niveles bajos, entre 45°S y 65°S. Estas características también se destacan en el campo simulado. No obstante el modelo no cierra el máximo en altura, tal vez debido a su baja resolución vertical. Tanto el transporte total, como su parte media, presentan dificultades para representar los transportes en niveles bajos. Asimismo, el transporte por las perturbaciones estacionarias, sobrestima al campo observado.

3.4 Las perturbaciones transientes y su interacción con el flujo medio

El objetivo de esta sección es relacionar la actividad de las perturbaciones transientes con el flujo medio, una de las problemáticas fundamentales de la circulación general. La discusión se desarrolla considerando únicamente los campos invernales simulados, dado su mayor grado de aproximación a la climatología observada. Trenberth (1981, 1982) y Hoskins et al. (1983), mostraron que las perturbaciones transientes de alta frecuencia presentan las características típicas de los sistemas baroclínicos (durante la etapa del crecimiento, se observa un fuerte incremento de la energía cinética transiente y gran transporte de calor hacia el polo en niveles bajos; mientras que durante la etapa de decaimiento, se observan mayores transportes de cantidad de movimiento, aunque en particular sobre el Hemisferio Sur, es aun importante el transporte de calor). Dado que las perturbaciones transientes de alta frecuencia están asociadas a procesos baroclínicos, resulta interesante considerar la habilidad del modelo por representar las baroclinicidad del flujo básico, dado que su presencia posibilitaría (aunque no determinaría) el crecimiento de las perturbaciones.

Un parámetro comúnmente utilizado para cuantificar la inestabilidad baroclínica media de la atmósfera, es la tasa de crecimiento del modo más inestable de Eady (Eady, 1949). Lindzen y Farrell (1980) mostraron que dicha aproximación es una buena estimadora de los rangos máximos que puede alcanzar la inestabilidad baroclínica. Como en Hoskins y Valdés (1990), Berbery y Vera (1996) y Solman y Menéndez (1998), la tasa de crecimiento de Eady se define de la siguiente manera:

$$\sigma = 0.31 f \left| \frac{\partial V}{\partial z} \right| N^{-1} \quad (3.19)$$

donde f es el parámetro de Coriolis y N es la frecuencia de Brunt-Väisälä. La tasa de crecimiento de Eady, depende de la cortante vertical del viento (o del gradiente horizontal de temperatura), de la variación en gran escala de la estabilidad estática y de la latitud. Es un índice dominado por el término de la cortante, debido a la escasa variabilidad de la estabilidad estática en gran escala (los procesos de inestabilidad dinámica dominan por sobre los procesos de inestabilidad estática). El término de la cortante se calcula en niveles medios a bajos, debido a su proporcionalidad con el gradiente meridional de temperatura, el cual alcanza valores máximos en niveles bajos.

La figura 3.8 (superior) muestra la tasa de crecimiento de Eady estimada a partir de los reanálisis del centro Europeo y del modelo, para el espesor 700-500 hPa (el cálculo de los diferenciales se realizó según las variables en los niveles de presión indicados). En líneas generales se observa que los máximos de baroclinicidad siguen la estructura del jet (recordar figuras 2.7 y 2.8): se destaca particularmente la bifurcación de este campo sobre el Hemisferio Oriental, coherente con la estructura dual del jet invernal. Como se desprende de la figura, los valores simulados aproximan adecuadamente al campo observado, lo que significa que el estado básico simulado ofrece un medio lo suficientemente baroclínico para el crecimiento de las perturbaciones. Se obvian consideraciones en latitudes altas, donde aun no queda claro si las distorsiones observadas sobre el límite de la Antártida, están representando una característica real (relacionada con cambios abruptos en la estabilidad atmosférica) o responden a un error asociado a la topografía pronunciada (Sinclair, 1994).

No obstante, a pesar de las relativamente buenas condiciones baroclínicas del

flujo básico, la energía cinética simulada para las perturbaciones transientes es muy pobre (recordar figuras 3.1 y 3.2). El modelo tiene la capacidad de representar las condiciones de inestabilidad del flujo medio, sin embargo, no es capaz de hacer crecer las perturbaciones. En consecuencia, el paso siguiente es explorar en los mecanismos de conversión energética capaces de hacer crecer las perturbaciones. Vera y Berbery (1998) mostraron que el término más importante para el crecimiento de las perturbaciones sobre el Hemisferio Sur, es el término de conversión baroclínica (la contribución de la conversión barotrópica es despreciable). Dicho término, que expresa la conversión de energía potencial disponible del flujo medio a energía potencial disponible de las perturbaciones, depende del transporte de calor por las perturbaciones transientes, del gradiente de temperatura y de la estabilidad atmosférica:

$$\bar{\alpha} \left(\theta \frac{\partial \theta}{\partial p} \right)^{-1} \overline{v'\theta'} \cdot \nabla \theta \quad (3.20)$$

Asimismo, alcanza valores máximos en niveles bajos, donde el campo térmico está desfasado con respecto del campo de movimiento. La figura 3.9 presenta el término de la conversión baroclínica en capas bajas (aunque el máximo transporte de calor por las perturbaciones transientes se concentra en aproximadamente 850 hPa, la figura se construyó en 700 hPa para evitar, en lo posible, su intersección con las porciones continentales). Como se observa, las perturbaciones no logran desarrollarse adecuadamente debido a la subestimación del término de conversión baroclínica en latitudes medias (por el efecto combinado de la subestimación del gradiente meridional de temperatura y del campo de transporte de calor por las perturbaciones transientes). Por lo tanto, a pesar de las condiciones de baroclinicidad implícitas en el flujo medio, la baja tasa de conversión baroclínica indicaría que la estructura vertical de las perturbaciones, está mal representada.

En búsqueda de relaciones que permitan profundizar en la interacción entre las perturbaciones y el flujo medio zonal, resulta interesante diagnosticar los flujos de Eliassen-Palm. La interacción entre las perturbaciones y el flujo medio, fue originalmente discutido por Edmon et al. (1980), a partir de la teoría presentada por Andrews y McIntyre (1976). En dichos trabajos se muestra como es posible transformar

el sistema de ecuaciones y escribir la ecuación del flujo medio en función de la actividad de las perturbaciones transientes. Como fuera utilizada posteriormente por Hoskins et al. (1983) y Trenberth (1986), los flujos de Eliassen-Palm (vector \mathbf{E}_u) se definen de la siguiente manera:

$$\mathbf{E}_u = \left[\frac{1}{2} (\overline{v'^2} - \overline{u'^2}); -\overline{u'v'} \right] \quad (3.21)$$

donde f es función de la latitud y Θ_p es la derivada de la temperatura potencial respecto de la presión. En las regiones donde \mathbf{E}_u es divergente, las perturbaciones transientes interactúan con el flujo medio zonal intensificando los oestes (tal como se muestra en la relación 3.22):

$$\frac{d\bar{u}}{dt} - \frac{\bar{u}\bar{v}\tan\varphi}{a} - f v^* = \frac{1}{\cos\varphi} \nabla \cdot \mathbf{E}_u + \bar{F} \quad (3.22)$$

donde a es el radio terrestre, F es la fricción y v^* es un término residual (para mayor detalle, ver Trenberth, 1986).

Se presenta la divergencia de la componente horizontal del vector \mathbf{E}_u . En las regiones donde $\nabla_h \cdot \mathbf{E}_u > 0$, las perturbaciones contribuyen a acelerar al flujo zonal medio. Como se observa en la figura 3.10, \mathbf{E}_u es generalmente divergente al sur de 30°S y convergente al norte de dicha latitud. El campo simulado es más débil que el observado y de características zonalmente uniformes: si se intercomparan los máximos de divergencia de \mathbf{E}_u sobre los océanos, el modelo no destaca máximos absolutos dominantes para la circulación. El escaso detalle regional se trasluce en gradientes horizontales excesivamente débiles (ver por ejemplo las dos regiones donde los gradientes observados de esta magnitud son particularmente importantes: los bordes oestes de Australia y Sudamérica). Si bien el modelo logra capturar la estructura dipolar del campo sobre el Océano Indico, los máximos apenas alcanzan la mitad de la intensidad del campo observado, por lo cual gradiente meridional de esta cantidad, resulta muy débil. Sobre el sector Sudamericano, sólo se observa un mínimo corriente arriba del continente. El flujo parece no sentir los efectos de la orografía, tal vez debido a una mala representación de la misma, producto de la baja resolución horizontal del

modelo.

3.5 La componente asimétrica del flujo medio

Para analizar la estructura de las ondas estacionarias, se sigue la base de las climatologías de las ondas estacionarias sobre Hemisferio Sur realizadas por Trenberth (1979, 1980) y por Karoly (1985), así como la revisión realizada por Wallace (1983). De este modo, se define la componente asimétrica del flujo medio zonal como:

$$\bar{z}^* = \bar{z} - [\bar{z}] \quad (3.23)$$

donde la media temporal se calculó respecto de los n años de datos (10 años para el caso modelo y 12 años para los reanálisis), los corchetes representan el promedio longitudinal y la estrella es la parte zonalmente asimétrica del flujo básico.

Si bien son diversos los procesos físicos que contribuyen a forzar las asimetrías zonales, las características esenciales de la estructura tridimensional de las ondas estacionarias, quedan principalmente definidas por la importancia relativa de los forzantes mecánicos y térmicos, entendiéndose por el primero al efecto dinámico de la orografía y por el segundo a la ubicación irregular de las fuentes o sumideros de calor (Charney y Eliassen, 1949; Smagorinski, 1953). El forzante orográfico determina casi exclusivamente las características del campo de geopotencial sobre el Hemisferio Sur, excepto en latitudes subtropicales, donde el forzante térmico asociado a los contrastes estivales mar-continente genera circulaciones monzónicas que contribuyen a estas ondas. No obstante, las observaciones sugieren (así como las teorías avalan) la existencia de otros mecanismos importantes, como la propagación de ondas de Rossby y la generación de ondas cortas a sotavento de las cadenas montañosas.

En general, la estructura vertical de las ondas estacionarias sobre el Hemisferio Sur exhibe una variabilidad estacional poco pronunciada (si se la compara con la variabilidad observada sobre el Hemisferio Norte), aunque suficiente para determinar un

ciclo estacional que merece ser considerado. Asimismo, se destaca su característica escala zonal y su estructura vertical barotrópica equivalente. Para ilustrarlo, se calculó el promedio zonal de la varianza espacial de los campos de temperatura, alturas geopotenciales, componente zonal y meridional del viento, modelado y observado. Tal como se presenta en la figura 3.11, la varianza del geopotencial maximiza en latitudes medias, y se intensifica en invierno sin cambiar su posición. La ubicación del máximo invernal de latitudes medias está bien representada, aunque en verano la varianza simulada es algo débil. La habilidad de un modelo por simular la propagación vertical de las ondas (fenómeno que se traduce en el crecimiento de la varianza con la altura) está fuertemente vinculada con la condición de borde superior o con la representación de las condiciones estratosféricas. La climatología del modelo no permite una buena propagación vertical de las ondas en invierno, generando un máximo algo atrapado y poco intenso en niveles altos. Según Boville (1991), se requieren al menos diez niveles estratosféricos para esperar una buena propagación vertical de las ondas. En la misma figura (paneles inferiores) se muestra la estructura vertical de la onda térmica. La varianza del campo térmico presenta para ambas estaciones, máximos en niveles bajos, asociados a los contrastes térmicos mar-tierra en latitudes subtropicales y al contraste hielo-mar sobre la costa antártica. Ambos máximos son capturados por el modelo.

Como se observa en la figura 3.12, la varianza de la componente zonal del viento es máxima en niveles altos. En particular en invierno, el modelo reproduce las dos estructuras de variabilidad asociadas al doble jet invernal. En verano, en cambio, la varianza simulada es algo débil, especialmente en los extratropicales. Respecto de la variabilidad de la componente meridional del viento (figura 3.12, paneles inferiores), se destacan máximos en latitudes bajas y altas, en altura. En líneas generales, el modelo sobrestima el máximo de la varianza de la componente meridional del viento, aunque sobrestima el dominio geográfico de las regiones de alta varianza. La variabilidad estacional queda bien definida: en invierno se intensifica el máximo de latitudes altas, y se debilita el máximo de latitudes bajas.

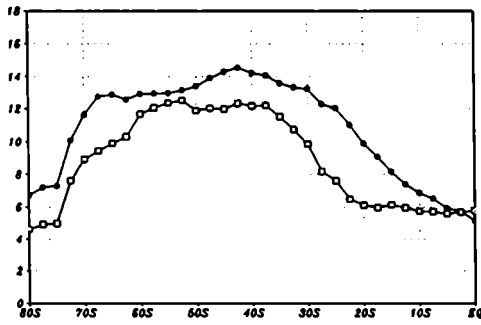
Las estructura tridimensional de las ondas estacionarias se analiza teniendo en cuenta la distribución geográfica de la componente asimétrica del flujo, y los cortes longitudinales en latitudes medias. En las figuras 3.13 y 3.14 se presenta la distribución horizontal del campo de asimetría zonal del geopotencial y del campo térmico, en sus

niveles aproximados de máxima variabilidad. Si bien la climatología del modelo reproduce la estructura marcadamente zonal de las ondas estacionarias en invierno, sobrestima la escala meridional de las perturbaciones, especialmente en verano. La estructura general de la componente asimétrica del geopotencial es bien representada por el modelo. A pesar de la baja resolución del experimento, se destaca que el modelo captura la onda 1 dominante en latitudes polares, forzada por la topografía antártica (Grose y Hoskins, 1979): máximos valores sobre el sector del Pacífico y mínimos sobre el océano Indico. Asimismo, fijando por ejemplo la atención sobre el meridiano de 180°, la componente asimétrica del flujo presenta tres cambios de signo entre el polo y el ecuador (en concordancia con el campo observado), probablemente debidos a la propagación meridional de ondas de Rossby excitadas por el forzante orográfico de la Antártida. Respecto del análisis de la componente asimétrica del campo térmico, los máximos contrastes se presentan en los subtropicos, debido a las asimetrías térmicas entre las masas continentales y los océanos, y en latitudes altas debidos a los contrastes térmicos entre los océanos y el hielo. Particularmente en verano, se destaca la onda 3 subtropical, debida al efecto térmico generado por las tres masas continentales, caracterizada por poseer una escala zonal relativamente pequeña (o meridional grande).

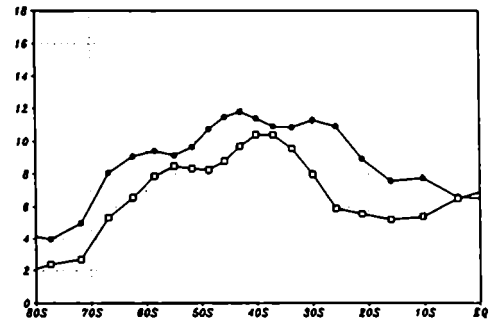
La figura 3.15 muestra las secciones longitudinales de la componente asimétrica del geopotencial y del campo térmico, en 60°S (latitud correspondiente al máximo de varianza observada). Los reanálisis ERA confirman la estructura barotrópica equivalente del geopotencial en latitudes medias del Hemisferio Sur descrita por Karoly (1985), así como la propagación vertical de las ondas durante los meses del invierno. El modelo acierta en simular para ambas estaciones, ondas fuertemente barotrópicas. En invierno, logra reproducir su fase y amplitud aproximada, aunque el patrón resulta algo atrapado. En verano, en cambio, las estructuras simuladas son algo débiles y hasta presentan algún cambio de fase regional (especialmente la onda de geopotencial, como en Kitoh et al., 1990). Asimismo, y tal como lo señalaran van Loon y Jenne (1972), ambos campos se encuentran en fase (especialmente en invierno), pues responden al mismo forzante: el continente antártico (Grose y Hoskins, 1979).

3.6 Figuras del capítulo III

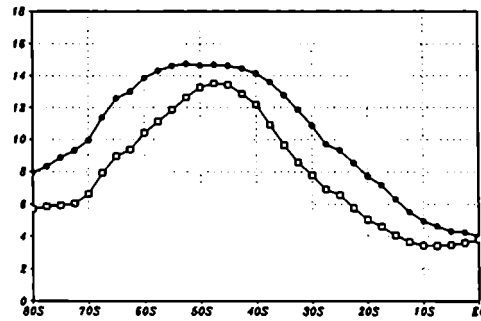
a) Variabilidad de u, ERA8293



b) Variabilidad de u, Z643311



c) Variabilidad de v, ERA8293



d) Variabilidad de v, Z643311

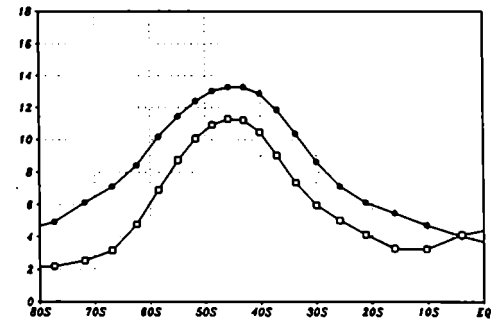


Figura 3.1: Desviación estándar del campo de movimiento (en m/s), promediada zonalmente e integrada verticalmente. a) Para la componente zonal del viento observada y b) simulada; y c) para la componente meridional del viento observada y d) simulada. Las líneas con cuadrados representan al verano y con círculos llenos al invierno.

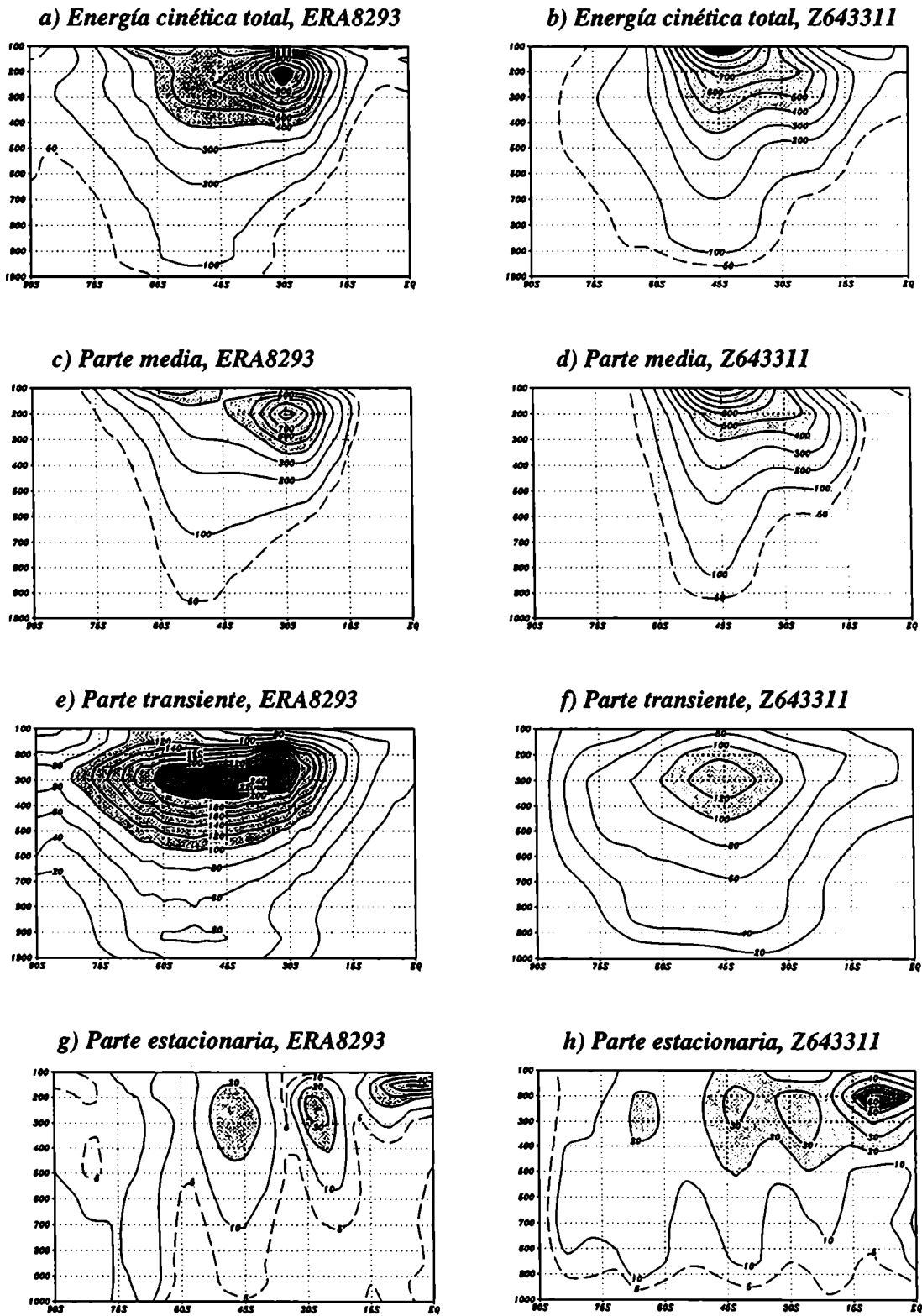


Figura 3.2: Promedio zonal de la energía cinética total por unidad de masa, a) observada y b) simulada (cada $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$), y cada una de sus componentes, para JJA: energía cinética media c) observada y d) simulada (cada $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$); energía cinética de las perturbaciones transientes e) observada y f) simulada (cada $20 \text{ m}^2/\text{s}^2$); y energía cinética de las perturbaciones estacionarias g) observada y h) simulada (cada $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$). Las regiones sombreadas indican valores negativos.

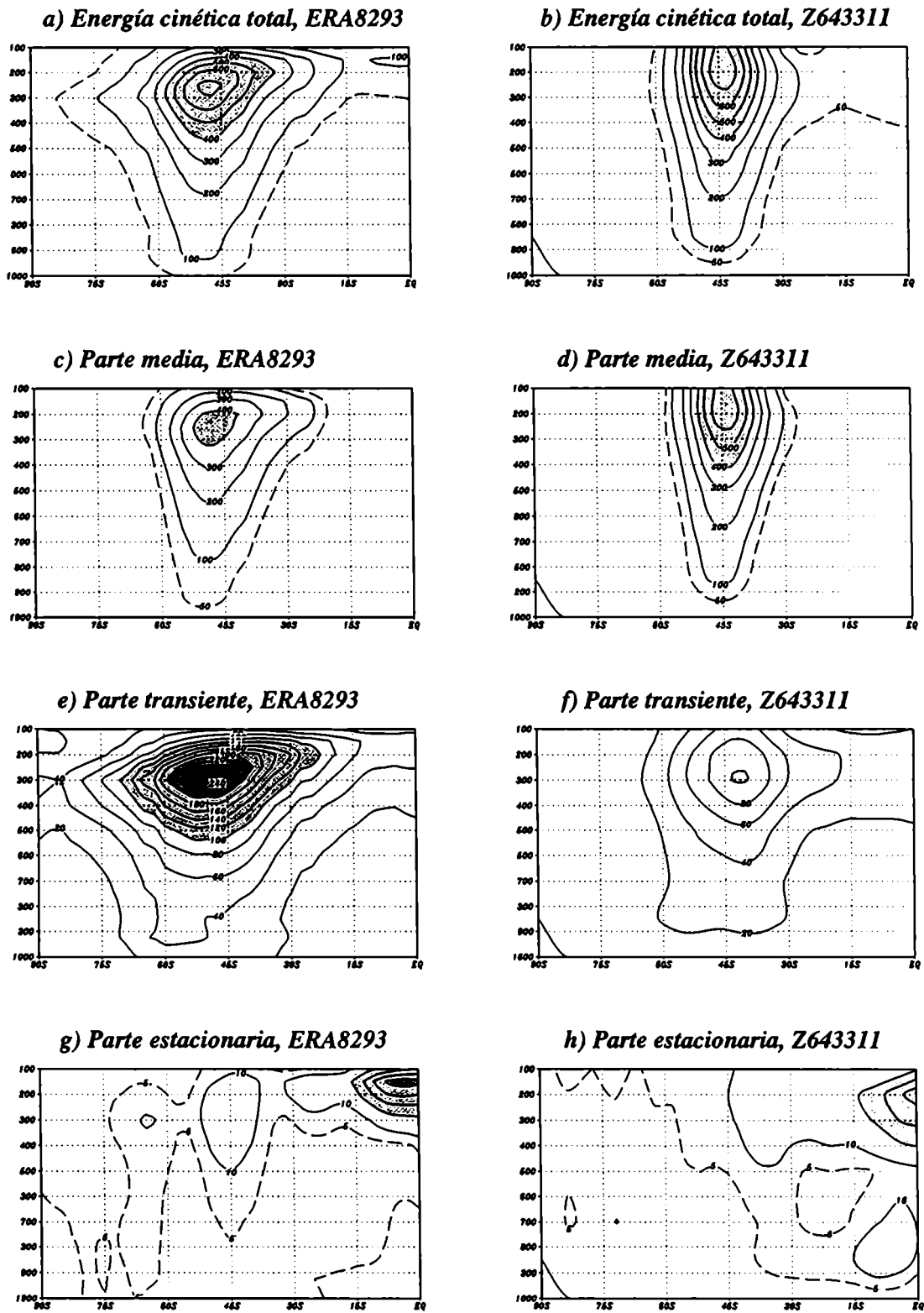


Figura 3.3: Idem de 3.2, para DEF.

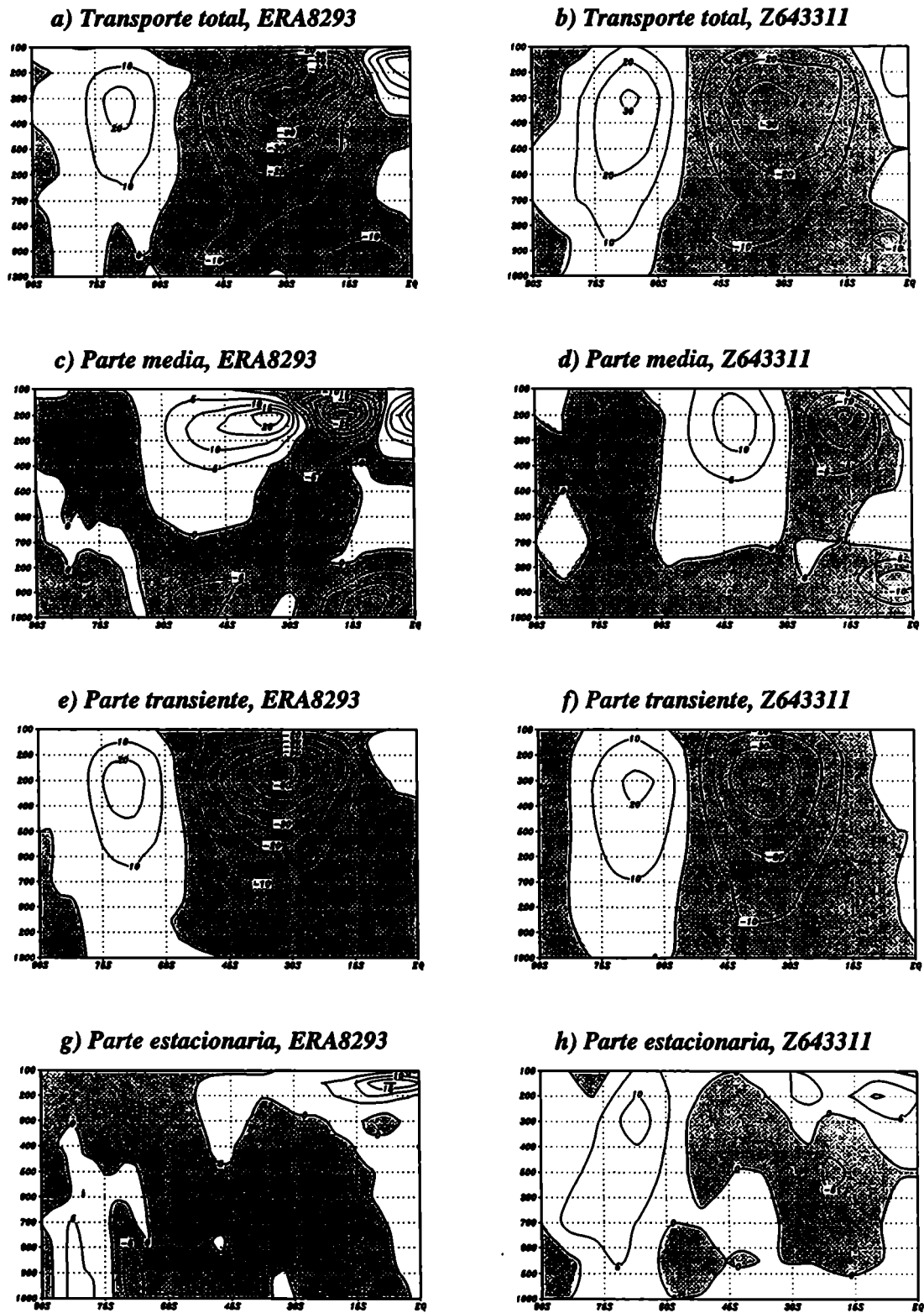
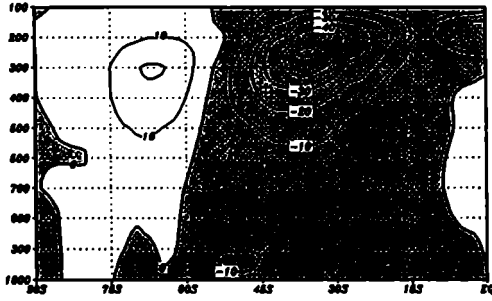
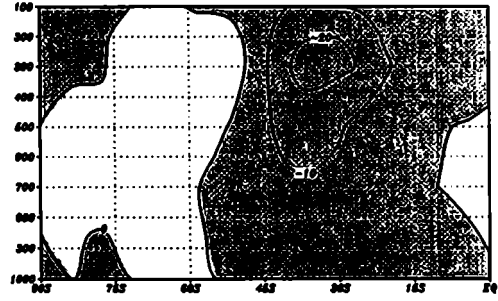


Figura 3.4: Promedio zonal del transporte meridional de cantidad de movimiento, para JJA: transporte total a) observado y b) simulado (cada $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$); transporte por la circulación media c) observado y d) simulado (cada $5 \text{ m}^2/\text{s}^2$); transporte por las perturbaciones transientes e) observado y f) simulado (cada $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$); y transporte por las perturbaciones estacionarias g) observado y h) simulado (cada $5 \text{ m}^2/\text{s}^2$). Las regiones sombreadas corresponden a transportes de cantidad de movimiento del oeste, hacia el polo.

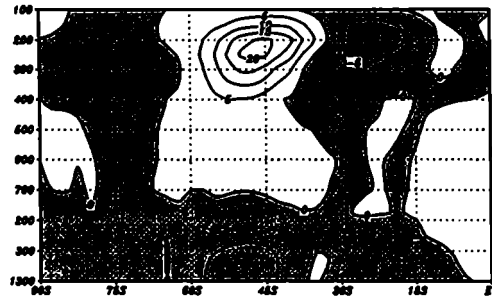
a) Transporte total, ERA8293



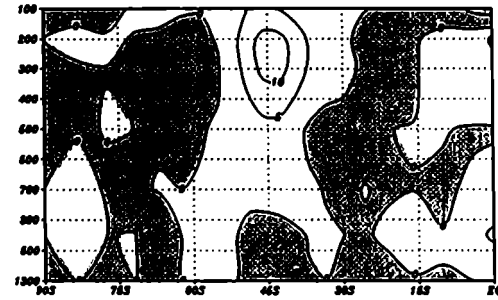
b) Transporte total, Z643311



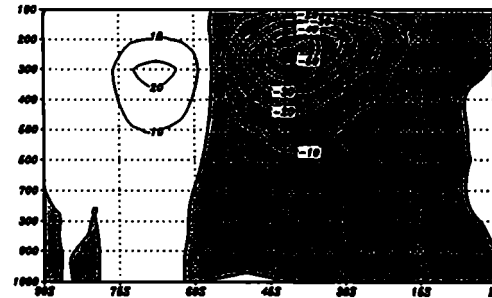
c) Parte media, ERA8293



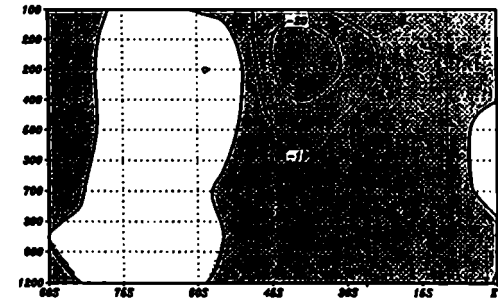
d) Parte media, Z643311



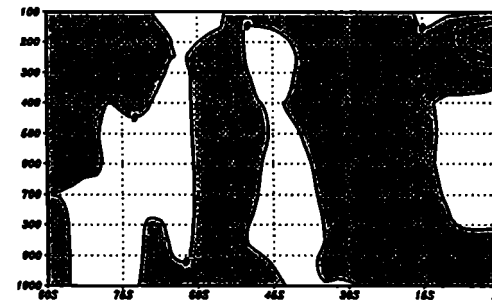
e) Parte transiente, ERA8293



f) Parte transiente, Z643311



g) Parte estacionaria, ERA8293



h) Parte estacionaria, Z643311

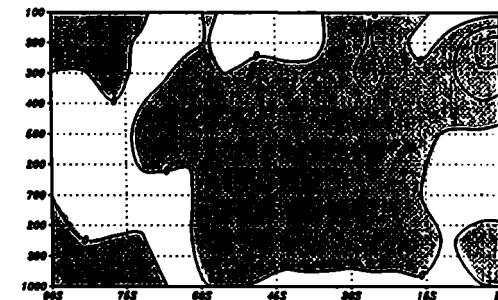


Figura 3.5: Idem de 3.4, para DEF.

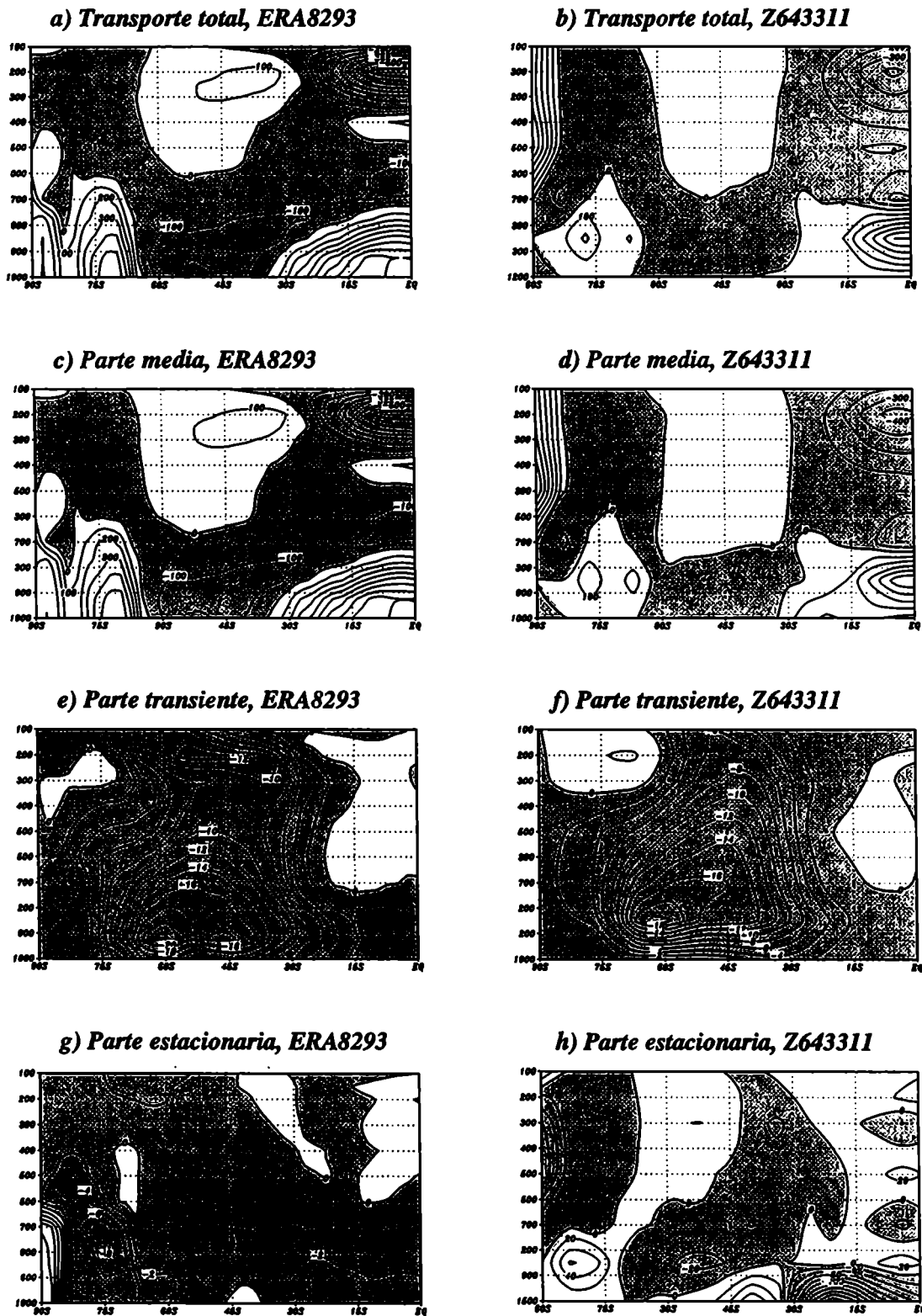


Figura 3.6: Promedio zonal del transporte meridional de calor, para JJA: transporte total a) observado y b) simulado (cada 100 °Cm/s); transporte por la circulación media c) observado y d) simulado (cada 100 °Cm/s); transporte por las perturbaciones transientes e) observado y f) simulado (cada 2 °Cm/s); y transporte por las perturbaciones estacionarias g) observado (cada 2°Cm/s) y h) simulado (cada 20°Cm/s). Las regiones sombreadas corresponden a transportes de calor hacia el polo.

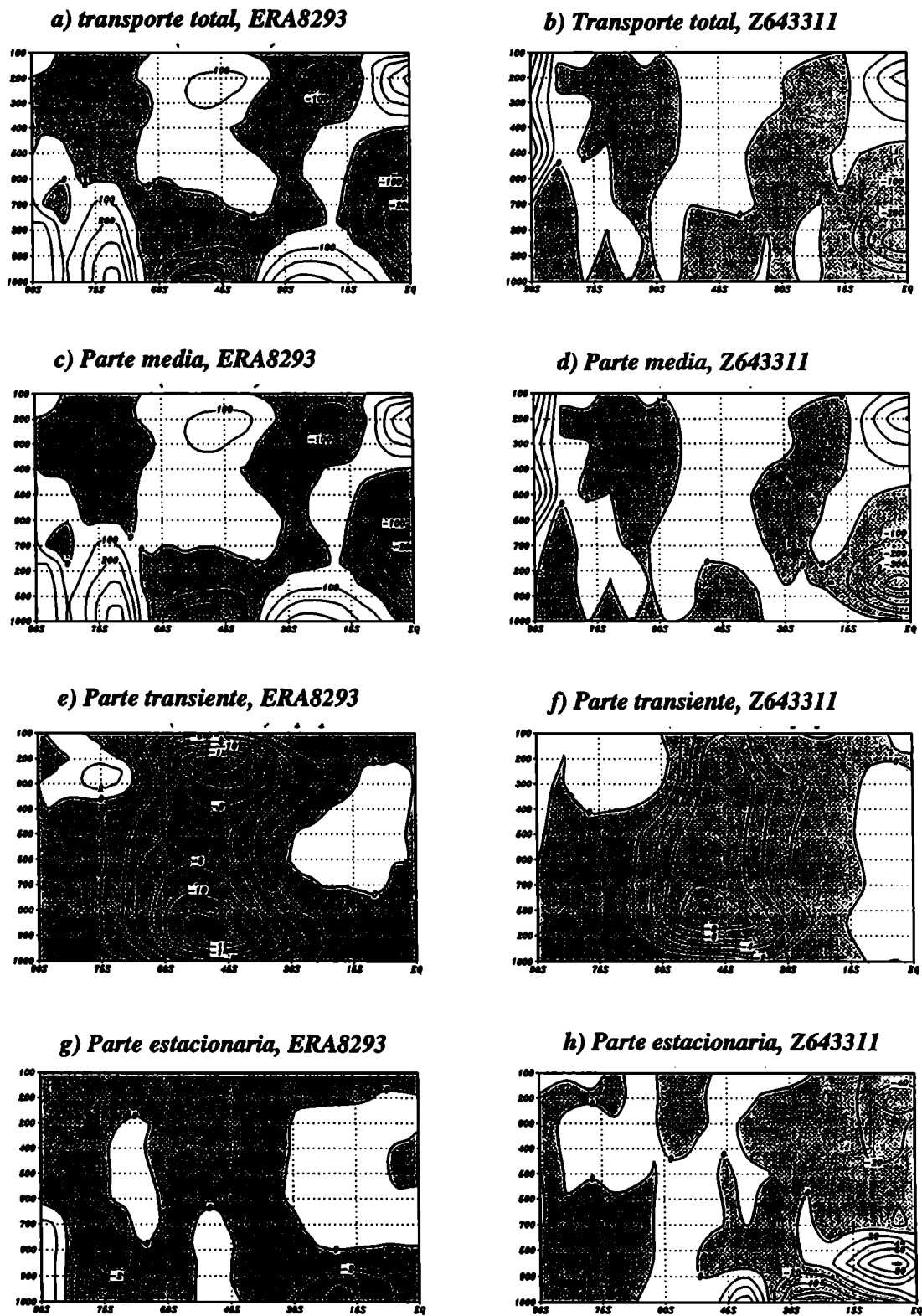
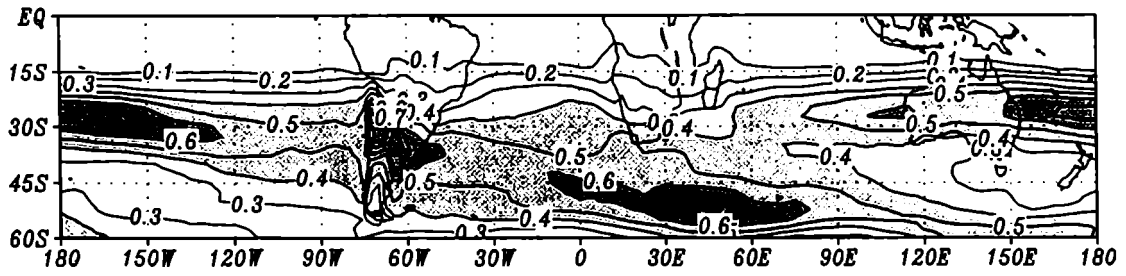


Figura 3.7: Idem de 3.6, para DEF.

a) Tasa de Eady, JJA, ERA8293



a) Tasa de Eady, JJA, ERA8293

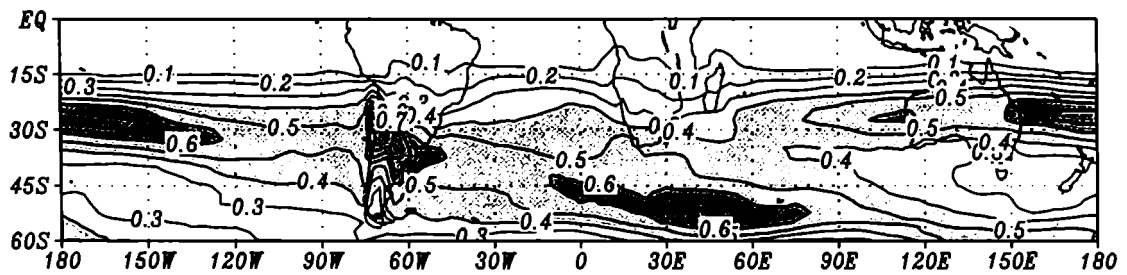
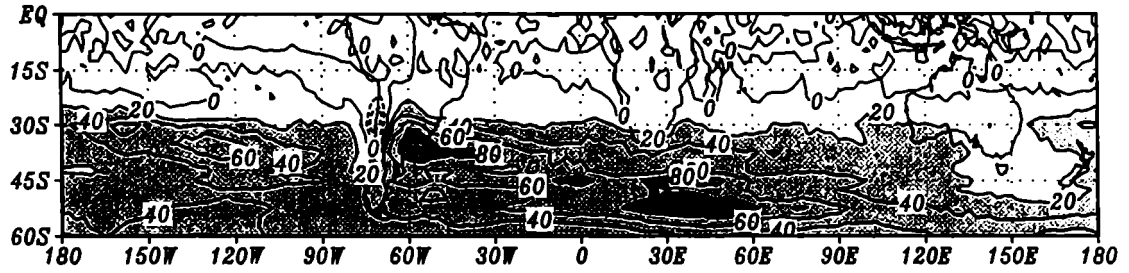


Figura 3.8: Tasa de inestabilidad baroclínica de Eady calculada para el invierno, y en el espesor 700-500 hPa: a) observada y b) simulada. Las isolíneas se presentan cada 0.1/día, y las regiones sombreadas indican los valores mayores que 0.4 y 0.6/día.

a) Término de conversión baroclínica, JJA, ERA8293



b) Término de conversión baroclínica, Z643311

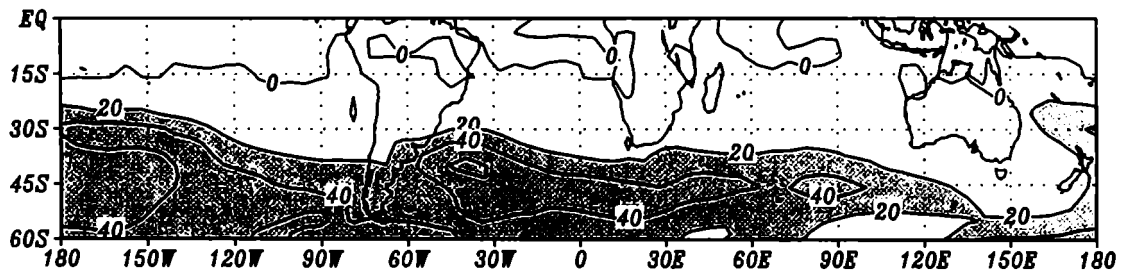


Figura 3.9: Para JJA se presenta el término de conversión baroclínica en 700 hPa, a) observado y b) simulado. Las isóneas están cada $3m^2/s^2/día$, y las regiones sombreadas representan los valores superiores a 20 y $80 m^2/s^2/día$.

a) Divergencia de E_u , JJA, ERA8293

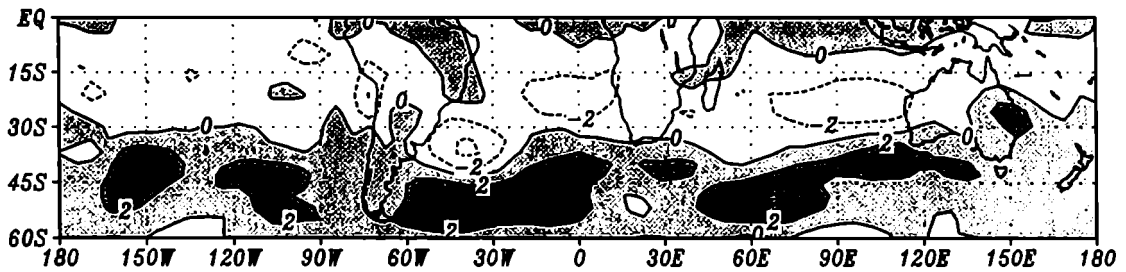
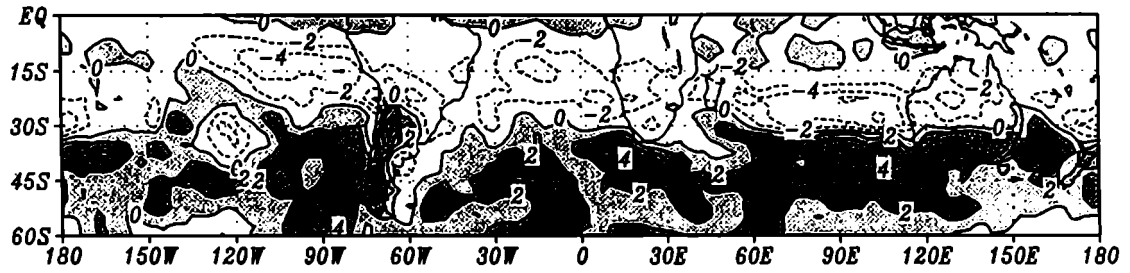


Figura 3.10: Divergencia del vector E_u en 300 hPa, a) observada y b) simulada. Las isolíneas se presentan cada 2 m/s/día y las regiones sombreadas corresponden a valores mayores que 0 y que 2 m/s/día.

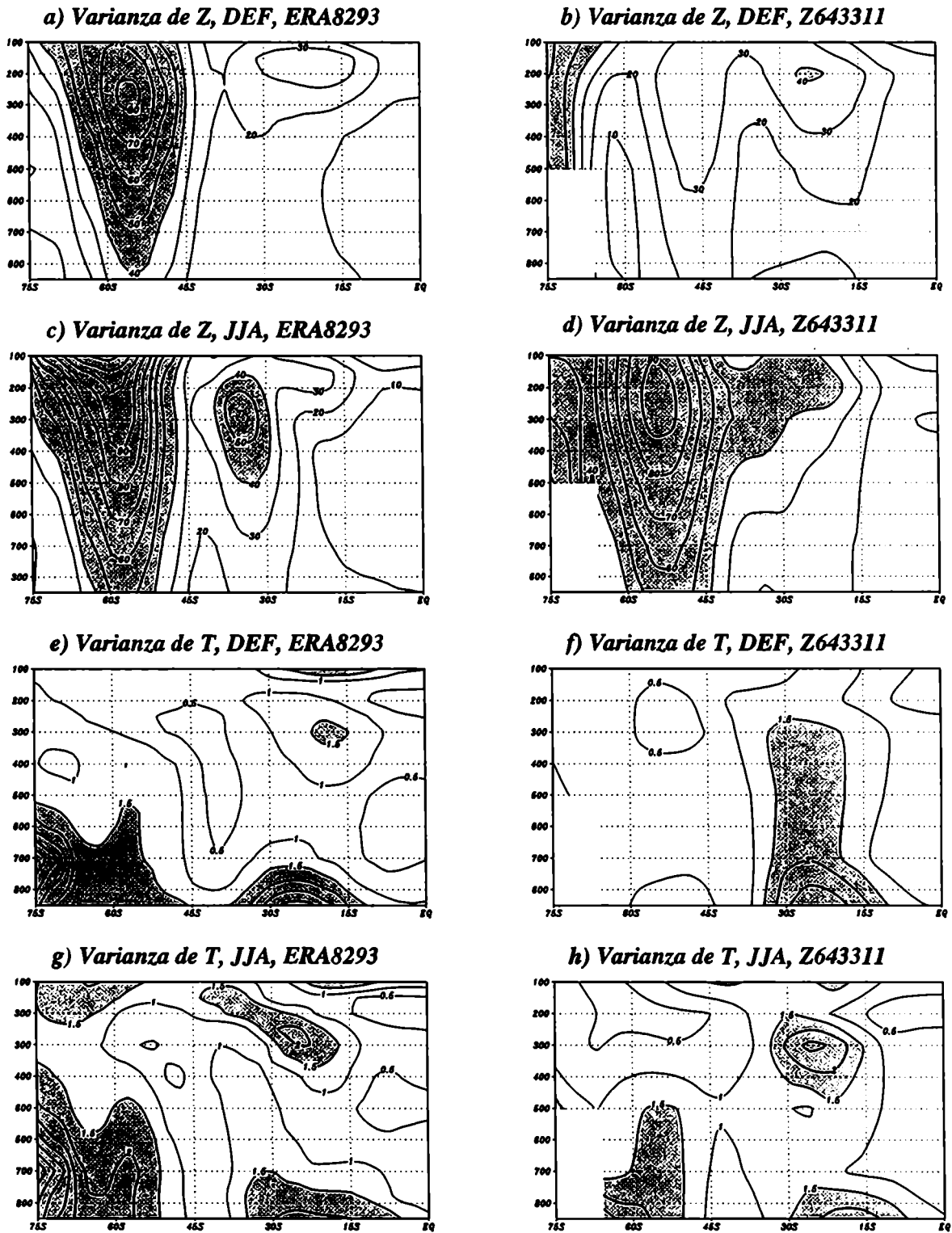


Figura 3.11: Promedio zonal de la componente asimétrica del campo de alturas geopotenciales y del campo térmico. En la columna la izquierda se muestran los campos observados y en la derecha las simulaciones. Para las alturas geopotenciales, las isóneas se presentan cada 20 mgp, y las regiones sombreadas indican valores superiores a 40 mgp; mientras que para el campo térmico las isóneas se dibujaron cada 0.5°C, y se sombreadon las regiones con valores superiores a 1.5°C.

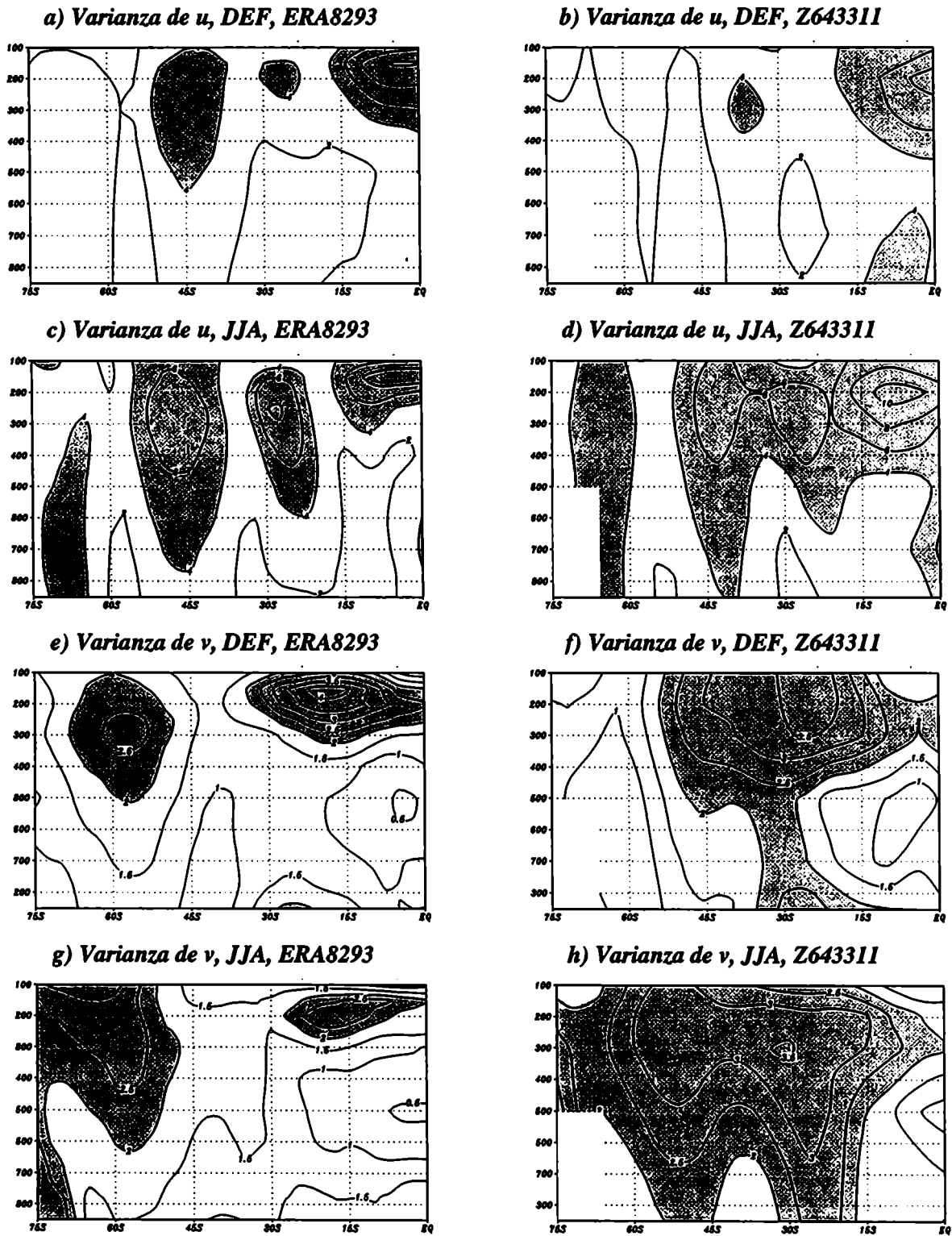
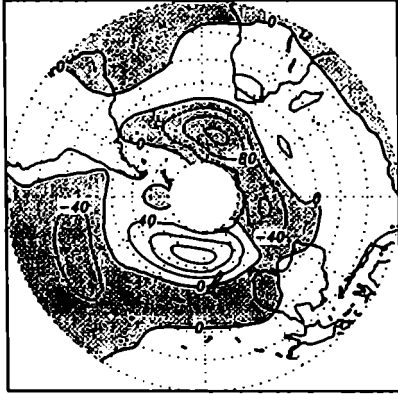
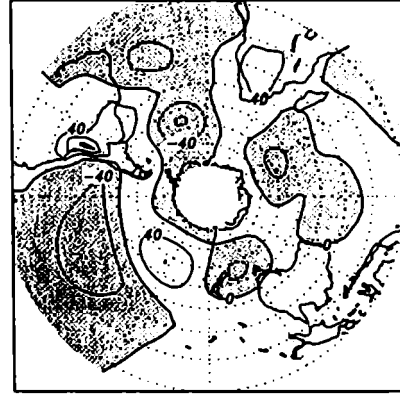


Figura 3.12: Promedio zonal de la componente asimétrica del viento zonal y meridional. En la columna izquierda se presentan los campos observados y en la derecha las simulaciones. Para la componente zonal, las isolíneas se presentan cada 2 m/s, y las regiones sombreadas indican valores superiores a 4 m/s; mientras que para la meridional, las isolíneas se dibujaron cada 0.5 m/s y se grisaron las regiones con valores superiores a 2 m/s.

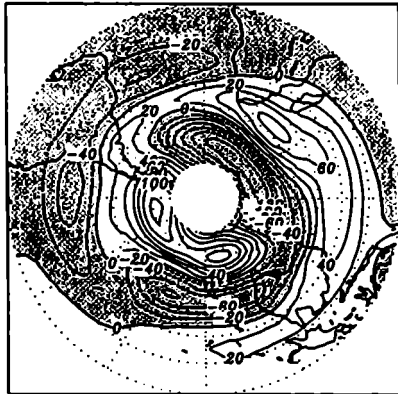
a) Asimetría zonal de z , DEF, ERA8293



b) Asimetría zonal de z , DEF, Z643311



c) Asimetría zonal de z , JJA, ERA8293



d) Asimetría zonal de z , JJA, Z643311

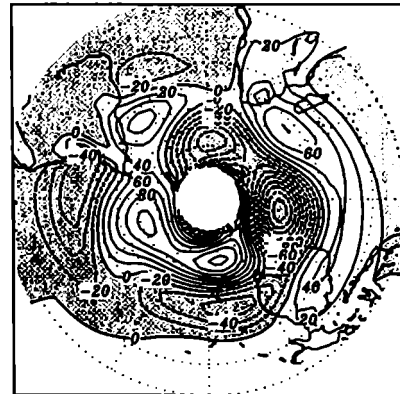
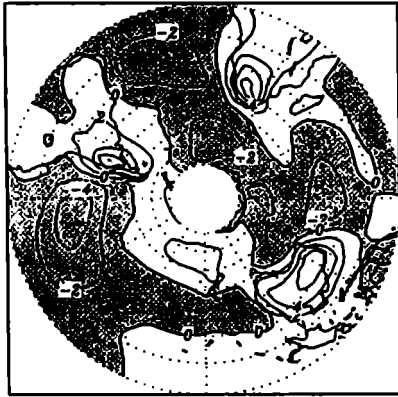
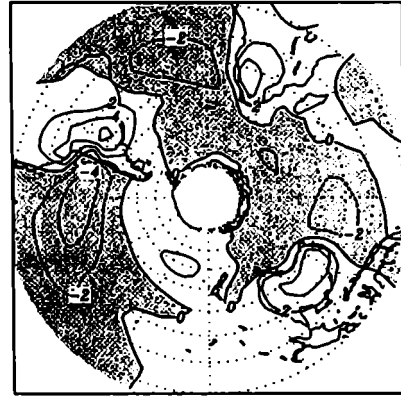


Figura 3.13: Campo de la asimetría zonal del geopotencial en 300 hPa En la columna izquierda se muestran los campos observados y en la derecha las simulaciones. Las isolíneas se presentan cada 20 mgp y las regiones sombreadas indican valores negativos.

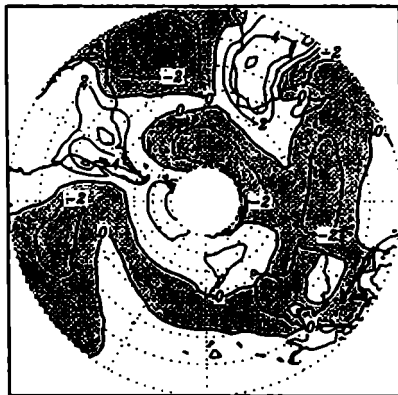
a) Asimetría zonal del T, DEF, ERA8293



b) Asimetría de T, DEF, Z643311



c) Asimetría de T, JJA, ERA8293



d) Asimetría de T, JJA, Z643311

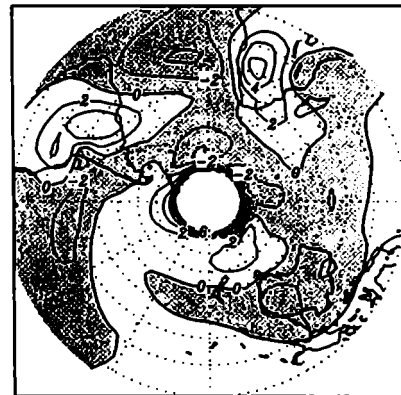
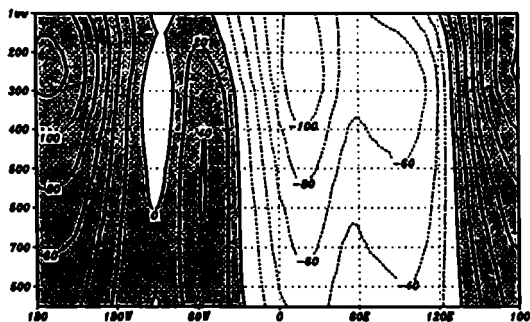
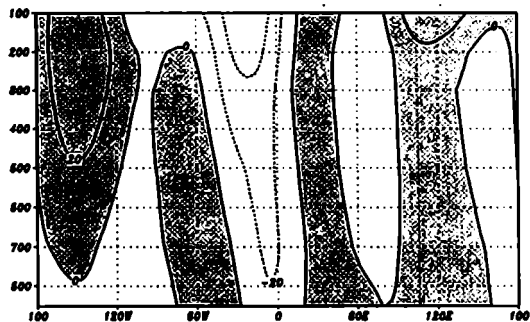


Figura 3.14: Campo de asimetría zonal de la temperatura en 850 hPa. En la columna izquierda se muestran los campos observados y en la derecha las simulaciones. Las isólfneas se presentan cada 1°C, y las regiones sombreadas indican valores negativos.

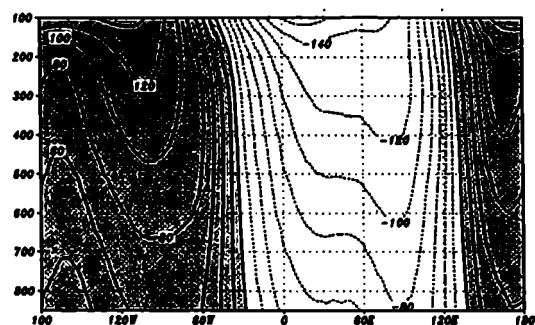
a) Asimetría zonal de z , DEF, ERA8293



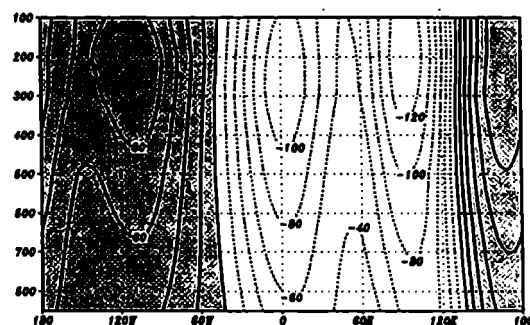
b) Asimetría zonal de z , DEF, Z643311



c) Asimetría zonal de z , JJA, ERA8293



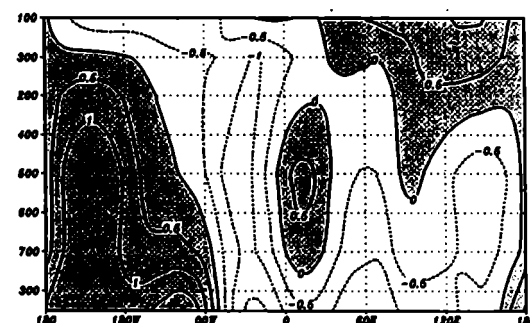
d) Asimetría zonal de z , JJA, Z643311



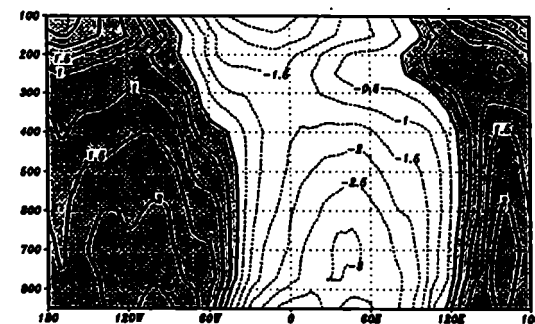
e) Asimetría zonal de T , DEF, ERA8293



f) Asimetría zonal de T , DEF, Z643311



g) Asimetría zonal de T , JJA, ERA8293



h) Asimetría zonal de T , JJA, Z643311

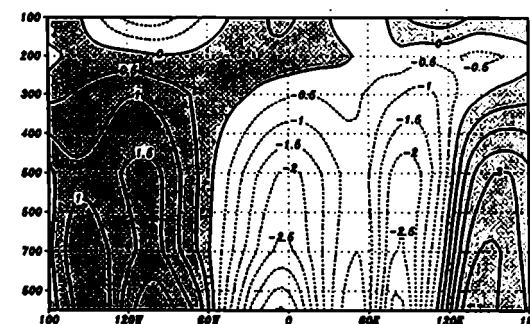


Figura 3.15: Corte longitudinal del campo de asimetría zonal del geopotencial y de la temperatura, en 60°S. En la columna izquierda se presentan los campos observados y en la derecha las simulaciones. Las isóneas están dibujadas cada 20 mgp y cada 0.5°C respectivamente, y se sombreadon los valores positivos.

3.7 Referencias del capítulo III

- Andrews, D. G. And M. E. McIntyre, 1976: Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J. of Atmos. Sci.*, **33**, 2031-2048.
- Berbery, E. H. and C. S. Vera, 1996: Characteristics of the Southern Hemisphere winter storm track filtered and unfiltered data. *J. of Atmos. Sci.*, **53**, 468-481.
- Boer, G. J., N. A. McFarlane and R. Laprise, 1984: The climatology of the Canadian Climate Centre GCM. *Atmosphere-Ocean*, **22**, 430-473.
- Boville, B. A., 1991: Sensitivity of simulated climate to model resolution. *J. of Climate*, **4**, 469-483.
- Boyle, J. S., 1993: Sensitivity of dynamical quantities to horizontal resolution for a climate simulation using the ECMWF (Cycle 33) model. *J. of Climate*, **6**, 796-813.
- Chang, E. K. M., 1993: Downstream development of baroclinic waves as inferred from regression analysis. *J. of Atmos. Sci.*, **50**, 2038-2053.
- Charney, J. and A. Eliassen, 1949: A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies. *Tellus*, **1**, 38-54.
- Eady, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus*, **1**, 33-52.
- Edmon, H. J., B. J. Hoskins, and M. E. McIntyre, 1980: Eliassen-Palm cross-sections for the troposphere. *J. of Atmos. Sci.*, **37**, 2600-2616.
- Grose, W. L. and B. J. Hoskins, 1979: On the influence of orography on large-scale atmospheric flow. *J. of Atmos. Sci.*, **36**, 223-234.
- Hoskins, B. J., I. N. James and G. H. White, 1983: The shape, propagation, and mean flow interaction of large-scale weather systems. *J. of Atmos. Sci.*, **40**, 977-988.
- Hoskins, B. J., H. H. Hsu, I. N. James, M. Masutani, P. D. Sardeshmukh y G. H. White, 1989: Diagnostics of the global atmospheric circulation. Based on ECMWF analyses 1979-1989. *WMO/TD n° 326*.
- Hoskins, B.J. and P. J. Valdes, 1990: On the existence of storm-tracks. *J. of Atmos. Sci.*, **47**, 1854-1864.
- James, I. N., 1994: Introduction to Circulating Atmospheres. A. J. Dessler, J. T. Houghton and M. J. Rycroft (Eds.). Cambridge Atmospheric and Space Sciences Series, NY.

- Karoly, D. J., 1985: An atmospheric climatology of the Southern Hemisphere based on ten years of daily numerical analyses (1972-82): II Standing waves climatology. *Aust. Met. Mag.*, **33**, 105-116.
- Kitoh, A., K. Yamazaki and T. Tokioka, 1990: The double-jet and semi-annual oscillations in the Southern Hemisphere simulated by the Meteorological Research Institute general circulation model. *J. of Met. Soc. of Japan*, **68**, 251-263.
- Lindzen, R. S. and B. Farrell, 1980: A simple approximate results for the maximum growth rate of baroclinic instabilities. *J. of Atmos. Sci.*, **37**, 1648-1654.
- Peixoto, J. P. and A. H. Oort, 1992: *Physics of Climate*. American Institute of Physics.
- Sinclair, M. R., 1994: An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 941-960.
- Smagorinsky, J., 1953: The dynamical influence of large scale heat sources and sinks on the quasi stationary mean motions of the atmosphere. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **79**, 342-366.
- Solman, S. A. and C. G. Menéndez, 1998: Study of a cyclone wave in the Drake Passage region. *Atmosfera*, **11**, 11-28.
- Stratton, R. A., 1996: A high resolution AMIP run using the Hadley Centre model HadAM2b. Climate Research Tech. Note, *CRTN 77*, Hadley Centre, United Kingdom.
- Trenberth, K. E., 1979: Interannual variability of the 500-mb zonal flow in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1515-1524.
- Trenberth, K. E., 1980: Planetary waves at 500 mb in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1378-1389.
- Trenberth, K. E., 1981: Observed Southern Hemisphere eddy statistics at 500 mb: Frequency and Spatial Dependence. *J. of Atmos. Sci.*, **38**, 2585-2603.
- Trenberth, K. E., 1982: Seasonality in Southern Hemisphere eddy statistics at 500 mb. *J. of Atmos. Sci.*, **39**, 2507-2520.
- Trenberth, K. E., 1986: An assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliassen-Palm flux diagnostics. *J. of Atmos. Sci.*, **43** (19), 2070-2087.
- van Loon, H. and R. L. Jenne: 1972: The zonal harmonic standing waves in the Southern Hemisphere. *J. of Geophys. Res.*, **77**, 992-1003.
- van Loon, H., 1979: The association between latitudinal temperature gradient and eddy transport. Part I: Transport of sensible heat in winter. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 525-

534.

Vera C. S. and E. H. Berbery, 1998: Southern Hemisphere winter synoptic scale waves. *Mon. Wea. Rev.* Trabajo enviado.

Wallace, J. M., 1983: The climatological mean stationary waves: observational evidence. In *Large-scale Dynamical Processes in the Atmosphere*, B. J. Hoskins and R. P. Pearce Eds., Academic Press, London, 397pp.

CAPITULO IV

Estudios de sensibilidad climática con resolución horizontal variable

Con el fin de mostrar el alcance de los logros obtenidos a través de la técnica del zoom meridional, el presente capítulo presenta la intercomparación de una serie de experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal. Los mismos fueron integrados sobre la base de una malla regular y, posteriormente con la implementación del zoom meridional.

4.1 La resolución horizontal y las parametrizaciones físicas

Desde las épocas más tempranas del modelado de la circulación atmosférica global se conoce acerca de los beneficios que brindan los incrementos de la resolución (ver por ejemplo, Manabe et al., 1970; Welck et al., 1971). No obstante, Manabe et al. (1978) presentaron evidencias de que algunos aspectos de la circulación podrían desmejorar al aumentar la resolución de los modelos. Tal como lo explicaran Boer y Denis (1997), la naturaleza de este problema está en la representación de las ecuaciones mismas: dada una determinada variable X , la misma evoluciona de acuerdo a su variación local, a la advección, a su interacción con las demás variables de pronóstico $I(X)$, y a sus fuentes o sumideros físicos $S(X, t)$:

$$\frac{\partial}{\partial t} X + V \cdot \nabla X + I(X) = S(X, t) \quad (4.1)$$

De este modo, el término de la izquierda de la ecuación 4.1 está constituido por las contribuciones de la dinámica, mientras que el término de la derecha corresponde a las

contribuciones físicas. El efecto de la "resolución", es el efecto de la cantidad de puntos considerados para la malla en la cual se discretiza la dinámica de cada ecuación; pero el efecto de los procesos físicos que ocurren en escalas menores que la distancia entre dos puntos de retícula, se encuentra "parametrizado" en términos de los valores de la variable X resueltos por la malla propuesta. Como ambos efectos se presentan entremezclados, es difícil separar los errores puramente numéricos, de los errores provenientes de parametrizaciones físicas inadecuadas. Mientras que los primeros pueden reducirse con el incremento de la resolución, el error implícito insalvable que acompaña a las parametrizaciones físicas, podría incrementarse con resolución misma (Boyle, 1993). Nadie garantiza que las relaciones estadísticas consideradas satisfactorias para una determinada resolución, se conserven cuando la misma varíe considerablemente. Es por eso que, a medida que la resolución se incrementa, las parametrizaciones de los procesos de subescala necesitan ser reformuladas, optimizando la interacción con las nuevas escalas de movimiento resueltas.

También podrían ser requeridas nuevas parametrizaciones físicas. Un ejemplo de esto, es la parametrización del gravity wave drag, una fuerza de arrastre asociada a los efectos turbulentos que ocasionarían las cadenas montañosas, si las mismas fuesen correctamente resueltas por los modelos (es el efecto de la varianza de la orografía en subescala). Dicha parametrización parece no ser significativa en modelos de baja o mediana resolución, ni sobre los campos eminentemente oceánicos del Hemisferio Sur (Boville, 1991; Seluchi et al., 1998). Sin embargo, Palmer et al. (1986) mostraron que para altas resoluciones dicha parametrización es necesaria para salvar el deterioro que sufre la simulación de los oestes del Hemisferio Norte en superficie. La necesidad de introducir esta nueva fuerza de arrastre para desacelerar a los oestes de superficie del Hemisferio Norte, se debe a que los mismos no podrían ser ajustados mediante un fuerte coeficiente C_d sin deteriorar simultáneamente la representación de la vaguada circumpolar del Hemisferio Sur (Boer et al., 1992). Por su parte, Mahlman y Umscheid (1987), así como Boville (1991), mostraron que el incremento de la resolución vertical produce un calentamiento corrector repentino en la estratosfera polar, que debe ser considerado por nuevas parametrizaciones físicas.

Desde el punto de vista estricto de la resolución horizontal, la misma no solo limita la dinámica que el modelo es capaz de resolver, sino que también introduce

errores sistemáticos en la definición de los límites continentales y de la orografía. Esta mala representación de la orografía, impacta principalmente en la representación de la PNM (ver por ejemplo Hart et al., 1990; Boville, 1991; Boyle, 1993; Seluchi et al., 1998), e introduce errores asociados a las circulaciones regionales y a la representación de procesos tales como la precipitación orográfica (como en Tibaldi et al., 1990; Sperber et al., 1994; Gates et al., 1995). Aunque también se intuye que el aumento de la resolución puede desmejorar algunos campos como producto de la degeneración del modelo en sí mismo, o bien debido a la evolución de alguna componente que destruye una posible compensación fortuita de errores en las experiencias de menor resolución.

La discusión acerca de cuál sería la resolución óptima de los MCG constituye un tema abierto. En una puesta al día sobre los avances del modelado en relación de los ajustes de la resolución horizontal, se observa que incrementos típicos de baja a mediana resolución (desde $5.6^\circ \times 5.6^\circ$ hasta $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ aproximadamente, o bien T21 a T42 para modelos espectrales), mejoran significativamente los campos simulados. A mayores incrementos (desde $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ hasta $1.8^\circ \times 1.8^\circ$, aproximadamente T42 a T63) comienzan las controversias, dado que los resultados no son universalmente convergentes para todos los parámetros climáticos ni para todos los modelos (en algunos modelos determinados campos mejoran monótonamente con la resolución, mientras que en otros modelos, las diferencias no son apreciables). Para sensibilidades a resoluciones aun mayores (del orden de $1.1^\circ \times 1.1^\circ$ o T106), si bien todos los resultados coinciden en que aumenta la energía cinética de las simulaciones, no todos los campos evolucionan en el sentido de los análisis, ni los errores sistemáticos de los campos medios logran ser corregidos. De lo expuesto, se puede concluir que el tema de la resolución horizontal debería ser analizado bajo dos puntos de vista:

- la sensibilidad de la baja a la mediana resolución, a través de la cual parece mejorar la dinámica de gran escala
- la sensibilidad de la mediana a la alta resolución, en la cual las parametrizaciones físicas deberían ser reformuladas, dado que entran en juego escalas adicionales que serían fuertes contribuyentes a la circulación regional.

No obstante, dada la estrecha relación entre las parametrizaciones físicas y la resolución, siempre será difícil separar cuáles son los efectos puramente dinámicos y cuáles los efectos físicos resultantes de un cambio en la resolución.

4.2 Experimentos realizados

Dada la baja resolución del modelo disponible en el CIMA y los antecedentes acerca de los beneficios que brinda el incremento de baja a mediana resolución, en este capítulo se discuten los resultados obtenidos a partir de la integración de experiencias con y sin zoom, en diferentes resoluciones horizontales. Dichos experimentos fueron integrados en un supercomputador FUJITSU del Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD/CNRS/París), durante una estadía de la tesista en Francia. El objetivo de los mismos es evaluar los alcances de la tarea de optimización del modelo realizada en Buenos Aires.

Los experimentos R643311, R964911 y R1447311 (ver tabla 4.1), fueron diseñados para estudiar la sensibilidad del modelo a la resolución horizontal, bajo hipótesis de sensibilidad muy estrictas: la única diferencia entre un experimento y otro es un incremento de la resolución horizontal en un factor de 1.5 (la resolución vertical nunca se cambia). Como se observa en la tabla, se trata de experimentos en los cuales la malla horizontal del modelo es un reticulado regular. El interés por este tipo de estudio surge a partir de la necesidad de evaluar si los problemas diagnosticados para el control del modelo (experimento previo realizado en el CIMA con el modelo en baja resolución), son exclusivamente dependientes de la resolución o son cuestiones intrínsecas del código del modelo, o de sus parametrizaciones físicas. Los experimentos Z643311, Z964911 y Z1447311, difieren de los anteriores en el tipo de malla utilizada. El objetivo de esta segunda serie de experimentos es explorar en la bondad de la definición de la malla con zoom meridional (descrita en el capítulo 2), a través de su intercomparación con los experimentos de malla regular, en diferentes resoluciones.

Para inicializar los experimentos, se utilizaron los campos climatológicos de temperaturas de la superficie del mar y de distribución de hielos definidos en el proyecto AMIP II de intercomparación de modelos, correspondientes al período 1979-1995. Nótese que los experimentos en baja resolución (64x33x11) fueron integrados nuevamente en París, debido a que el conjunto de datos con los cuales se inicializaba el modelo en Francia, era levemente diferente al que fuera utilizado en Buenos Aires (TSM correspondientes al período AMIP I, 1979-1988). Como condiciones iniciales del

sistema de ecuaciones (condiciones iniciales para los 11 niveles verticales) se utilizaron los análisis del ECMWF correspondientes al día 1 de julio de 1988 a las 12 horas. En todos los casos, el modelo fue integrado por un período de 10 años y los resultados de las integraciones fueron comparados con los reanálisis ERA, correspondientes al período 1982-1993.

4.3 Análisis de los resultados

4.3.1 Experimentos con malla regular

La temperatura es el parámetro climático más básico. Su distribución es de fundamental importancia al momento de definir el estado termodinámico y la estructura típica del campo de movimiento. Asimismo, representa el balance de los procesos energéticos que operan en el sistema. No obstante, es un campo que aun no logra ser del todo bien representado por los MCG: las temperaturas simuladas por los modelos son, en menor o mayor grado, más frías que las observadas. Existen regiones características donde los modelos evolucionan erróneamente en el mismo sentido: i) son más frías que las observaciones en la alta troposfera polar, y ii) en niveles bajos sobre los trópicos (donde las diferencias son mucho menores, pero con el agravante que los valores simulados cerca de superficie son de importancia para el cálculo de los flujos de calor sensible y humedad entre la superficie y las capas bajas de la atmósfera) (Boer et al., 1992; Gates, 1992). Según Boer et al. (1992), los enfriamientos globales responderían a desbalances energéticos, mientras que las deficiencias en la representación de la estructura espacial del campo térmico podrían estar vinculadas a la componente dinámica de los modelos.

La tabla 4.2 presenta la diferencia entre la temperatura observada y simulada en promedio global, en la alta troposfera polar y en la baja troposfera tropical. Según se aprecia en la tabla, el modelo es más frío que las observaciones. Este error se reduce en niveles cercanos a superficie (especialmente en JJA), ayudado por el forzante externo climatológico de las temperaturas de la superficie del mar (la temperatura del aire en superficie se recalcula solo sobre áreas continentales). El aumento de la resolución

contribuyó a disminuir el enfriamiento sistemático del modelo (como por ejemplo en Rind, 1988; Kiehl y Williamson, 1991; Moncette, 1991), excepto en latitudes altas donde la sensibilidad de la temperatura a la resolución horizontal es ambigua. Williamson et al. (1995), en cambio, observaron que la principal respuesta al aumento de resolución, se producía en latitudes altas. Sin embargo, según Boer et al. (1992), los principales correctores del campo térmico serían las parametrizaciones físicas, y los procesos dinámicos que afectan a los términos de transporte de calor y humedad.

Como fuera enunciado por Boer et al. (1992), los enfriamientos podrían estar relacionados con un desbalance radiativo propiciado por diversas fuentes: i) podrían producirse desbalances energéticos en superficie debido a las condiciones de borde impuestas; o bien ii) podrían existir errores vinculados a la especificación del albedo o de la emisividad, debido a un tratamiento poco adecuado de la nubosidad, de los procesos de superficie, o de los aerosoles. Ramanathan et al. (1983) removieron las bajas temperaturas de niveles altos gracias a un ajuste adecuado del código radiativo, la parametrización nubosa y debido a que la difusión horizontal de subescala, es mayor en la estratosfera que en la troposfera. En Boer et al. (1984), en cambio, el incremento de la difusión estratosférica, no logró la remoción de las bajas temperaturas de altura, aunque las mejoró. También existen evidencias sobre los beneficios obtenidos en la representación del campo térmico a partir de la inclusión de sumideros de cantidad de movimiento, tales como los términos de arrastre de la orografía (McFarlane, 1987). Pero a pesar de que la consideración de estos términos parece remover las anomalías frías sobre el Hemisferio Norte, no produciría efectos significativos sobre los campos del Hemisferio Sur (Boville, 1991).

Como se discutió en el capítulo 2, una característica destacable de la circulación extratropical en el Hemisferio Sur, es el marcado gradiente meridional del campo de presión a nivel del mar. Un gradiente determinado por la posición e intensidad de la cuña subtropical y la vaguada subpolar, esta última, en general de difícil representación por los MCG. Tzeng et al. (1993) sugieren que los errores en la representación de la vaguada subpolar, están principalmente asociados a la mala representación de la topografía (lo que se traduce como la baja resolución horizontal de los modelos). La tabla 4.3 presenta el gradiente meridional de presión a nivel del mar observado y simulado, en latitudes extratropicales. De la información sintetizada en dicha tabla, se observa que los

gradientes se intensifican con el aumento de la resolución horizontal, mientras que la convergencia de los campos simulados con la climatología observada, se alcanza entre la baja y la mediana resolución. Para la alta resolución, en cambio, la circulación invernal sobre el Hemisferio Sur es demasiado intensa, tal vez debido a la falta de parametrizaciones físicas relacionadas con los procesos disipativos por las montañas.

Otra característica particularmente difícil de reproducir por los modelos es la doble estructura del jet invernal del Hemisferio Sur, sobre el sector australiano. Como se observa en las figuras 4.1 y 4.3, tanto desde el punto de vista de su distribución geográfica como en términos de viento zonal medio, la estructura de este campo es altamente sensible a la resolución horizontal. Este resultado está en acuerdo con los obtenidos, por ejemplo, por Boville (1991), Held y Phillips (1993), Stratton (1996), pero cabe destacar que no todos los autores encuentran dicha dependencia. En la experiencia de baja resolución, el jet del Hemisferio Sur está compuesto por una sola rama que tiende a concentrar toda su energía en latitudes subtropicales. Cuando la resolución se incrementa, el jet se torna más extendido latitudinalmente y comienzan a distinguirse las ramas subtropical y subpolar. En acuerdo con las observaciones, la rama subpolar adquiere una característica más barotrópica que la subtropical.

En verano, la estructura del campo cambia totalmente. El jet adquiere una estructura más zonal, aunque no del todo simétrica (maximiza sobre el océano Atlántico e Indico). En las figuras 4.2 y 4.4, se observa el efecto corrector que posee el aumento de la resolución en cuanto a la posición del jet simulado. No obstante, el modelo tiende a sobrestimar la fuerza de los oestes sobre el Hemisferio Sur en verano, error que crece conjuntamente con el aumento de la resolución. Esta característica es un error sistemático de los MCG: los oestes son demasiado intensos en verano y de estructura marcadamente barotrópica. Se cree que tales deficiencias están vinculadas a la representación de temperaturas anormalmente frías sobre la alta troposfera polar (ver por ejemplo, McFarlane et al., 1992). El crecimiento de la componente barotrópica del flujo puede explicarse a partir de una inadecuada parametrización de la fricción superficial (Solman, 1996): si bien el efecto más evidente de la fricción es desacelerar el flujo en superficie, la misma impacta sobre toda la estructura vertical del campo de movimiento. La tabla 4.4 ilustra con los coeficientes de correlación (C) entre la componente zonal del viento en 300 hPa simulada y observada,

$$C = \frac{\sum_{i=1}^N (a_i - \bar{a})(b_i - \bar{b})}{\left[\sum_{i=1}^N (a_i - \bar{a})^2 \sum_{i=1}^N (b_i - \bar{b})^2 \right]^{1/2}} \quad (4.2)$$

así como con el error cuadrático medio (ECM), para ambas estaciones y en diferentes bandas de latitud:

$$ECM = \left[\frac{\sum_{i=1}^N (a_i - b_i)^2}{N} \right]^{1/2} \quad (4.3)$$

donde a es la variable simulada y b es la observada. La tabla muestra claramente la sensibilidad anteriormente descrita para la componente zonal del viento en 300 hPa. Al mejorar la resolución, se incrementan los coeficientes de correlación entre el campo simulado y el campo observado, al tiempo que disminuye el error cuadrático medio de las simulaciones.

Si bien los gradientes meridionales de temperatura son más débiles que los verticales, su importancia reside en que representan una medida de la energía potencial disponible para la circulación general, o dicho de otra manera, una medida de la baroclinicidad del sistema. En un intento por comprender los mecanismos que contribuyen a la aparición del doble jet, la figura 4.5 presenta los gradientes meridionales de temperatura asociados a la circulación sobre el sector del doble jet (región limitada por los meridianos de 120°E y 60°O). La evolución del gradiente térmico con la resolución, es consistente con la evolución del campo de movimiento, generando campos dinámicamente consistentes. Climatológicamente, se distinguen tres regiones de gradientes máximos: la zona de gradientes más intensos en latitudes extratropicales (asociada al jet subtropical), y dos áreas secundarias en latitudes altas, una de ellas en niveles bajos (asociada a los hielos antárticos) y la otra en altura (asociada al jet polar). Al aumentar la resolución, mejora particularmente la representación del gradiente meridional de temperatura asociado al jet polar. Asimismo, los centros de máximos gradientes

correspondientes a ambas ramas del jet, tienden a independizarse el uno del otro (tal como se visualiza en la climatología observada). Cabe destacar que es sorprendente la mejora del gradiente térmico en altura, cuando las experiencias no contemplaron incrementos en la resolución vertical del modelo.

Pero la mejor representación del gradiente meridional de temperatura, no explica la mejor representación del campo de movimiento, simplemente un campo ajusta al otro por la relación del viento térmico. No obstante, Tzeng et al. (1993) señalan que los modelos que presentan deficiencias en la representación de la temperatura antártica (particularmente temperaturas demasiado altas, que se visualizan como deficiencias en la representación del gradiente meridional de temperatura en latitudes altas), no logran una buena representación de la rama polar del jet, el cual también es parte de una circulación térmica directa de latitudes altas.

La mejor representación de las perturbaciones transientes, puede contribuir a las mejoras observadas en este campo (debido a las interacciones entre las perturbaciones y el flujo medio). En este caso, la sensibilidad de la estructura dual del jet invernal a la resolución horizontal, pareciera relacionarse con la sensibilidad del campo de transporte de cantidad de movimiento. Sobre las latitudes medias del Hemisferio Sur, el transporte de cantidad de movimiento está dominado por la actividad de las perturbaciones transientes. Dicho campo es de particular importancia para el mecanismo de manutención del jet (ver diagrama 4.1). Como se puede leer en James (1994) o Pfeffer (1981), entre otros, el jet subtropical es acelerado debido al efecto del calentamiento diabático en latitudes bajas (el cual fuerza la celda directa de Hadley y transporta cantidad de movimiento hacia el sur en latitudes bajas), y es desacelerado debido a efectos disipativos y al transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes hacia al sur de 30°S. El jet subpolar, en cambio, es acelerado casi exclusivamente debido al transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes y desacelerado por efectos disipativos. En conclusión, y tal como se esquematiza en el diagrama 4.1, el transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes actúa desacelerando al jet subtropical y acelerando al jet polar. Sobre la base de este diagrama, se podría inferir que si el transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes es débil, el jet subtropical se vería relativamente intensificado, y el jet subpolar debilitado.

El transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes, es un campo fuertemente sensible a la resolución del modelo, y según la bibliografía converge hacia las observaciones cuando los modelos son integrados en mediana resolución (del orden de T42 a T63) (ver por ejemplo, Williamson et al., 1995; Boer et al., 1992; Boville, 1991; WMO, 1988). En particular, Held y Phillips (1993) mostraron que dicha sensibilidad está principalmente ligada a la resolución meridional de los modelos. Este resultado se basa en la relación existente entre los términos $v'u'$ y la propagación meridional de las ondas de Rossby (Edmon et al., 1980): los modelos de baja resolución, no permiten la existencia de ondas de pequeña escala meridional, distorsionando los campos de este transporte. La figura 4.6 muestra la sensibilidad del transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes. Como se observa en la figura, es destacable la intensificación del transporte con el aumento de la resolución, así como también el mejor posicionamiento del eje de convergencia (el cual se halla demasiado al norte para el experimento en baja resolución). Asimismo, al aumentar la resolución del modelo, mejora la estructura regional del campo de $v'u'$ en 300 hPa (nivel donde esta propiedad maximiza). En particular, la figura 4.7 parece confirmar la relación entre la evolución de la simulación del doble jet y el campo $v'u'$, con la aparición del máximo de transporte al oeste de Australia, corriente arriba de la bifurcación del jet (dicho máximo no se observa en las resoluciones más bajas).

Es extensa la lista de trabajos previos que universalmente coinciden en destacar que la energía cinética de las perturbaciones transientes es la propiedad por excelencia, sensible a la resolución de los modelos (ver por ejemplo, Stratton, 1996; Williamson et al., 1995; Phillips et al., 1995; Boyle, 1993; Boville, 1991; Kiehl y Williamson, 1991). En particular, Boville (1991) destaca que la energía cinética de las perturbaciones transientes no solo se incrementa con la resolución, sino que dicha sensibilidad es particularmente notoria sobre los campos del Hemisferio Sur. Este parámetro, fue cuestionado en el capítulo anterior, debido al bajo nivel energético del modelo, tal vez producto de la baja conversión baroclínica simulada. Las figuras 4.8 y 4.9, muestran la energía cinética de las perturbaciones transientes, para las tres experiencias de sensibilidad realizadas. Si bien los niveles energéticos de las perturbaciones transientes se incrementaron al aumentar la resolución horizontal, la evolución de este parámetro no fue la esperada: la sensibilidad es alta en términos porcentuales, pero los valores netos de energía simulados aun en la más alta resolución siguen siendo bajos. La escasa

variabilidad temporal del campo simulado, tal vez pueda relacionarse con la estructura barotrópica del campo medio zonal simulado. James y Gray (1986) investigando el efecto de la variación de la fricción superficial en el desarrollo de la inestabilidad baroclínica, encontraron que al reducir la fricción en superficie se generan cortantes barotrópicos intensos en el flujo medio zonal, que tienden a inhibir la actividad de las perturbaciones. Otros autores también mostraron que la cortante barotrópica del flujo medio, inhibe el crecimiento de las perturbaciones baroclínicas (ver por ejemplo, James, 1987, Nakamura, 1993). Estos antecedentes parecen indicar que, una parametrización más adecuada de la fricción en superficie podría optimizar la energética del modelo, desde el punto de vista de la simulación de las perturbaciones transientes.

Finalmente, la figura 4.10 presenta los campos porcentuales de la estacionalidad de la precipitación. Como se desprende de la figura, si bien el aumento de la resolución parece ayudar al ajuste del campo observado, particularmente sobre la región sudamericana, las mejoras no son obvias. Las variables físicas no responden tan universalmente al aumento de la resolución como las variables dinámicas. Particularmente, el aumento de la resolución no garantiza el mejor funcionamiento de las parametrizaciones convectivas: el aumento de la resolución horizontal sin un adecuado ajuste de las constantes prescriptas en el esquema de Kuo por ejemplo, deteriora los campos simulados (figura no mostrada). No obstante, más allá de las bondades localizadas que se puedan destacar en una u otra resolución, el modelo logra reproducir el ciclo anual de la precipitación sobre latitudes tropicales, y siempre falla en la representación de la precipitación sobre latitudes altas (error sistemático de los MGC).

4.3.2 Experimentos con zoom

La idea de la presente sección es mostrar concretamente los beneficios obtenidos a partir de la definición de la malla con zoom meridional. El análisis de los experimentos con zoom podría ser encarado bajo dos puntos de vista: i) la sensibilidad a la resolución horizontal mediante experimentos con zoom, intercomparando un experimento $Z(n)(n)11$ con un experimento $Z(n+1)(n+1)11$, donde $n+1$ indica una resolución mayor que la resolución n ; o ii) la sensibilidad a la resolución meridional (a la definición de la grilla meridional), intercomparando los experimentos de grilla regular

con los experimentos con zoom. Dado que la sensibilidad a la resolución horizontal de los experimentos con zoom (punto i) arroja resultados análogos a los presentados para los experimentos de malla regular, resulta más interesante analizar la relación entre los campos simulados con y sin zoom, en distintas resoluciones horizontales (punto ii). Como en la sección anterior, la discusión se centralizará en la evolución de algunas variables dinámicas, variables por excelencia sensibles a la resolución horizontal.

Retomando la discusión de la representación del gradiente meridional de presión a nivel del mar, la tabla 4.5 presenta los gradientes simulados en los experimentos con zoom (valores que complementan la tabla 4.3 de la sección previa). Nuevamente se destaca la intensificación del gradiente con la resolución, y se observa la convergencia entre los experimentos R964911, Z643311 y las observaciones. Para mayores resoluciones, el gradiente de circulación es sobrestimado. La anteriormente sugerida deficiencia en la representación de los procesos disipativos, se ve aun más agravada con la introducción del zoom, esquema que tiende a energizar la región del jet estival. Por último, cabe señalar que la mejor representación del gradiente meridional de la presión a nivel del mar, se obtiene para el experimento Z643311 (resolución en la cual el modelo es integrado en Buenos Aires).

En cuanto a la representación del jet sobre el Hemisferio Sur, las figuras 4.11 a 4.13, muestran la componente zonal del viento en 300 hPa, el promedio zonal de la componente u del viento y el transporte de cantidad de movimiento para las estaciones extremas, según los experimentos Z643311 y Z964911. Como se desprende de intercomparar estas figuras con las correspondientes de los experimentos de malla regular (figuras 4.1 a 4.4 y 4.6), independientemente del modo particular de definición del reticulado, los campos simulados son equivalentes. Este resultado es de relevante importancia, dado que muestra que la introducción de un zoom en la región de los máximos gradientes de circulación, no genera perturbaciones numéricas espúreas, sino que favorece la representación de los campos simulados a punto tal, que se observa la convergencia del experimento $Z(n)(n)11$ con el experimento $R(n+1)(n+1)11$, donde $n+1$ indica una resolución mayor que la resolución n (cuando las resoluciones difieren en un factor 1.5). En particular, es destacable la correspondencia entre los campos simulados a través de la experiencia R964911 y la experiencia Z643311. Esto significa que la adecuada definición del zoom, permite realizar experimentos de sensibilidad climática

con resultados comparables a los que se obtendrían mediante un experimento con resolución 50% mayor, sin necesidad de incrementar los costos computacionales del mismo. A pesar del grado de avance computacional de nuestros días, y de los numerosos centros meteorológicos que realizan estudios climáticos con MCG en alta resolución, no son en vano los esfuerzos por mejorar el modelado climático en baja resolución. Este tipo de modelos son factiblemente integrados en estaciones de trabajo (lo cual potencia radicalmente la masa crítica de científicos y estudiantes que pueden acceder a los mismos), y pueden integrarse en el contexto del diseño, rápido y económico, de potenciales experiencias de sensibilidad a realizar con los modelos más evolucionados. Por lo tanto, el potencial ahorro computacional propuesto a partir de la implementación de una malla con zoom, no solo atañe a las necesidades de los centros de investigación que cuentan con modestos recursos computacionales, sino que resulta un beneficio indiscutible a la hora del diseño de los experimentos.

Asimismo, los modelos de baja resolución son útiles para llevar a cabo estudios de cambio climático que involucren experiencias excesivamente largas. Por ejemplo, Manabe y Stouffer (1996) en pos de estudiar el rol relativo de los océanos y de las superficies continentales en la variabilidad climática en distintas escalas temporales, acudieron a un modelo en baja resolución para realizar experiencias numéricas de hasta 1000 años de integración. Otro antecedente reciente es el trabajo de Bengtsson et al. (1996), quienes estudiaron el cambio en la frecuencia de los huracanes bajo condiciones de calentamiento global, a partir de experiencias numéricas llevadas a cabo en dos etapas. Una integración inicial de duplicación transiente, sobre la base de un modelo acoplado en baja resolución hasta alcanzar la duplicación del CO₂ (60 años de integración). Posteriormente, una segunda experiencia de solo 5 años de integración en alta resolución, en la cual el modelo fue forzado con los campos anómalos de SST obtenidos en la primera etapa.

Finalmente, cabe destacar que la definición de un reticulado con zoom, resulta una interesante técnica en desarrollo, alternativa a las actuales metodologías de anidado (Gates et al., 1995).

4.4 Tablas, diagramas y figuras del capítulo IV

<i>Experimento</i>	<i>Resolución (en puntos de retícula)</i>	<i>Tipo de Malla</i>
<i>R643311</i>	<i>64 x 33 x 11</i>	<i>Equiespaciada horizontalmente</i>
<i>R964911</i>	<i>96 x 49 x 11</i>	<i>Equiespaciada horizontalmente</i>
<i>R1447311</i>	<i>144 x 73 x 11</i>	<i>Equiespaciada horizontalmente</i>
<i>Z643311</i>	<i>64 x 33 x 11</i>	<i>Equiespaciada zonalmente + zoom meridional centrado en 45°S</i>
<i>Z964911</i>	<i>96 x 49 x 11</i>	<i>Equiespaciada zonalmente + zoom meridional centrado en 45°S</i>
<i>Z1447311</i>	<i>144 x 73 x 11</i>	<i>Equiespaciada zonalmente + zoom meridional centrado en 45°S</i>

Tabla 4.1: Características de las experiencias realizadas.

<i>a) JJA</i>	<i>Global</i>	<i>Alta troposfera polar</i>	<i>Baja troposfera tropical</i>
<i>R643311</i>	<i>-3.0</i>	<i>-3.8</i>	<i>-2.9</i>
<i>R964911</i>	<i>-2.6</i>	<i>-7.1</i>	<i>-1.8</i>
<i>R1447311</i>	<i>-2.1</i>	<i>-6.7</i>	<i>-0.7</i>
<i>b) DEF</i>	<i>Global</i>	<i>Alta troposfera polar</i>	<i>Baja troposfera tropical</i>
<i>R643311</i>	<i>-4.2</i>	<i>-8.3</i>	<i>-5.1</i>
<i>R964911</i>	<i>-3.5</i>	<i>-12.5</i>	<i>-3.9</i>
<i>R1447311</i>	<i>-1.7</i>	<i>-11.1</i>	<i>-0.8</i>

Tabla 4.2: Diferencia del promedio de la temperatura del aire (modelado menos observado), a) para invierno y b) para verano. La baja troposfera tropical se define como la banda de latitud 25°S-25°N, y los niveles comprendidos entre 1000 y 700 hPa. La alta troposfera polar corresponde a latitudes mayores que 65° y niveles superiores a 500 hPa. Las unidades son grados centígrados.

<i>Gradiente de presión</i>	<i>JJA</i>	<i>DEF</i>
<i>Observado (Jenne et al., 1974)</i>	<i>0.94</i>	<i>0.97</i>
<i>R643311</i>	<i>0.66</i>	<i>0.48</i>
<i>R964911</i>	<i>1.13</i>	<i>0.96</i>
<i>R1447311</i>	<i>1.34</i>	<i>0.97</i>

Tabla 4.3: Gradiente meridional de presión a nivel del mar (en hPa/° de latitud), calculado como la diferencia entre el máximo valor medio zonal de la cuña subtropical y el mínimo valor medio zonal de la vaguada subpolar, dividido por la distancia en grados de latitud.

<i>a) JJA</i>	<i>R643311</i>	<i>R964911</i>	<i>R1447311</i>
<i>Global</i>	<i>0.71 (8.9)</i>	<i>0.80 (7.2)</i>	<i>0.94 (3.9)</i>
<i>75°N - 25°N</i>	<i>0.14 (7.8)</i>	<i>0.45 (6.3)</i>	<i>0.60 (5.2)</i>
<i>25°N - 25°S</i>	<i>0.79 (9.9)</i>	<i>0.80 (7.9)</i>	<i>0.97 (3.2)</i>
<i>25°S - 75°S</i>	<i>0.59 (10.8)</i>	<i>0.59 (8.8)</i>	<i>0.93 (3.6)</i>
<i>b) DEF</i>	<i>R643311</i>	<i>R964911</i>	<i>R1447311</i>
<i>Global</i>	<i>0.57 (10.8)</i>	<i>0.72 (9.2)</i>	<i>0.95 (4.0)</i>
<i>75°N - 25°N</i>	<i>0.39 (12.9)</i>	<i>0.52 (12.1)</i>	<i>0.93 (4.6)</i>
<i>25°N - 25°S</i>	<i>0.63 (9.9)</i>	<i>0.68 (8.9)</i>	<i>0.95 (3.6)</i>
<i>25°S - 75°S</i>	<i>0.46 (12.0)</i>	<i>0.69 (8.5)</i>	<i>0.93 (4.3)</i>

Tabla 4.4: Para la componente zonal del viento en 300 hPa., se presentan los coeficientes de correlación entre el campo observado y simulado, y el error cuadrático medio (entre paréntesis), a) para JJA y b) para DEF. Los resultados se muestran para todo el dominio global, y para tres bandas de latitud.

<i>Gradiente de presión</i>		
<i>(hPa/° de latitud)</i>	<i>JJA</i>	<i>DEF</i>
<i>Observado (Jenne et al., 1974)</i>	<i>0.94</i>	<i>0.97</i>
<i>(R643311)</i>	<i>(0.66)</i>	<i>(0.48)</i>
<i>Z643311 (R964611)</i>	<i>1.13 (1.13)</i>	<i>1.01 (0.96)</i>
<i>Z964911 (R1447311)</i>	<i>1.24 (1.34)</i>	<i>1.35 (0.97)</i>
<i>Z1447311</i>	<i>1.39</i>	<i>1.30</i>

Tabla 4.5: Gradiente meridional de presión a nivel del mar, calculado como la diferencia entre el máximo valor de la cuña subtropical y el mínimo valor de la vaguada subpolar en promedio zonal, dividido la distancia en grados de latitud.

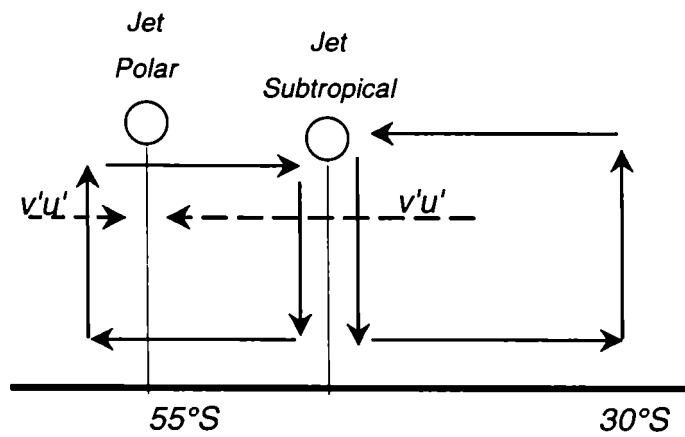
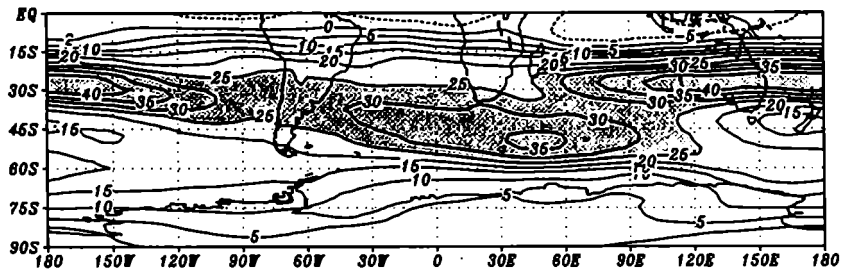
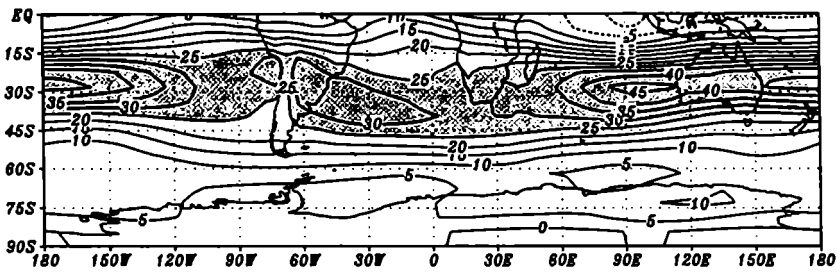


Diagrama 4.1: Mecanismos de manutención del jet.

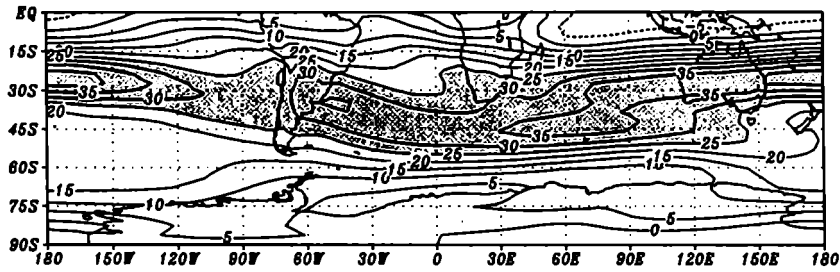
a) ERA8293



b) R643311



c) R964911



d) R1447311

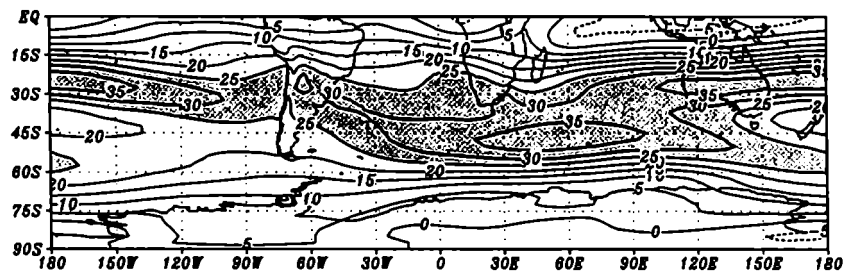
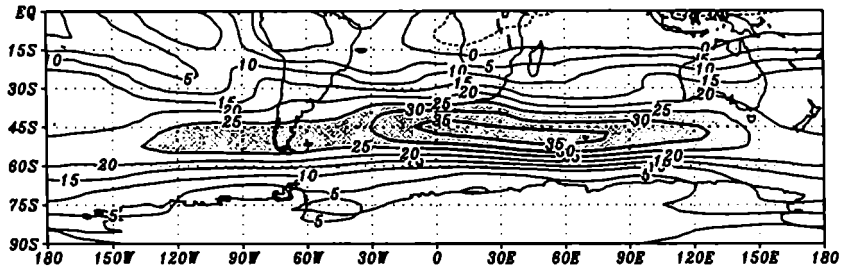
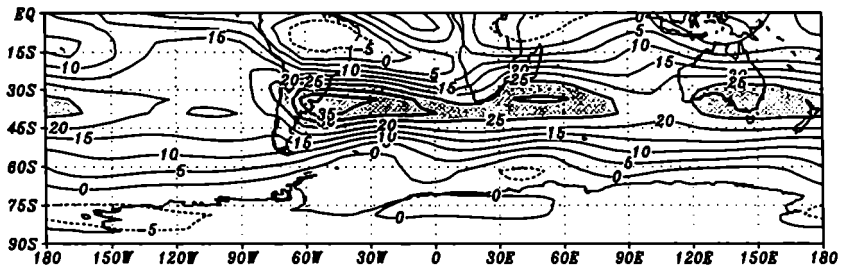


Figura 4.1: La componente zonal del viento en 300 hPa, para JJA: a) Observada, b) experimento R643311, c) experimento R964911, y d) experimento R1447311. Las isolíneas se presentan cada 5 m/s y las zonas sombreadas corresponden a intensidades mayores que 25 m/s.

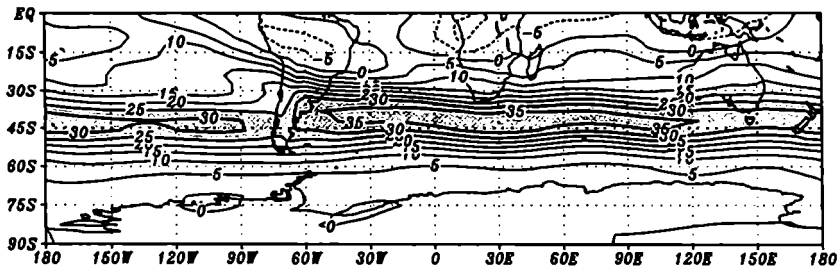
a) ERA8293



b) R643311



c) R964911



d) R1447311

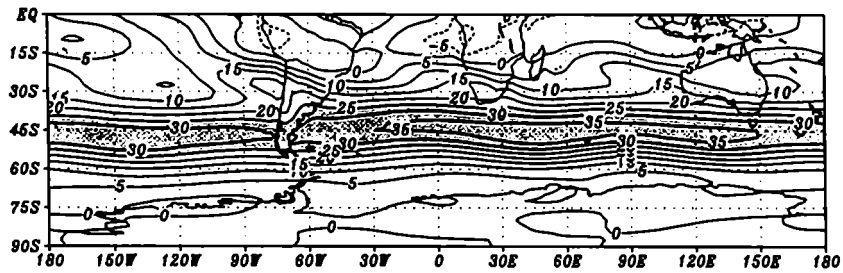


Figura 4.2: Idem de 4.1 para DEF

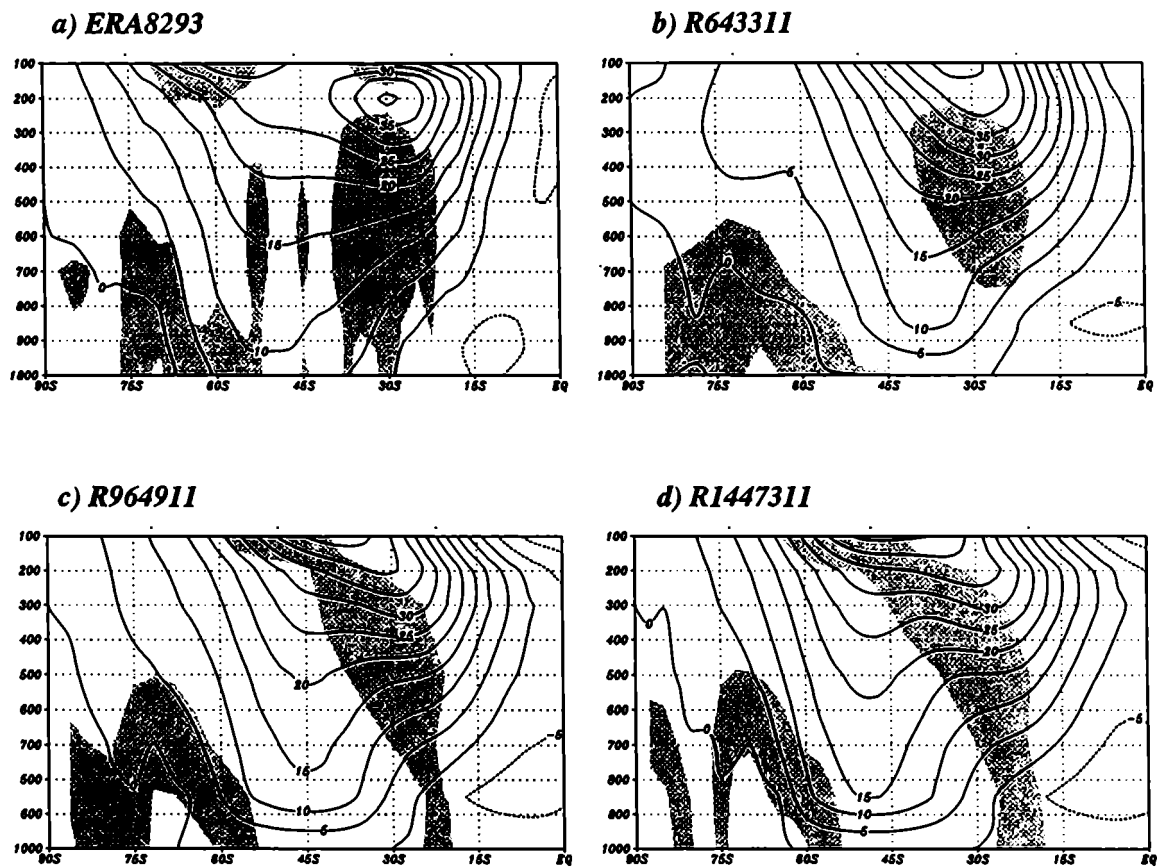


Figura 4.3: Promedio zonal de la componente zonal del viento para JJA: a) Observada, b) experimento R643311, c) experimento R964911, y d) experimento R1447311. Las isolíneas se presentan cada 5 m/s, y las áreas sombreadas corresponden a regiones donde los valores del gradiente meridional de temperatura son mayores que $0.6^{\circ}\text{C}/\text{de latitud}$.

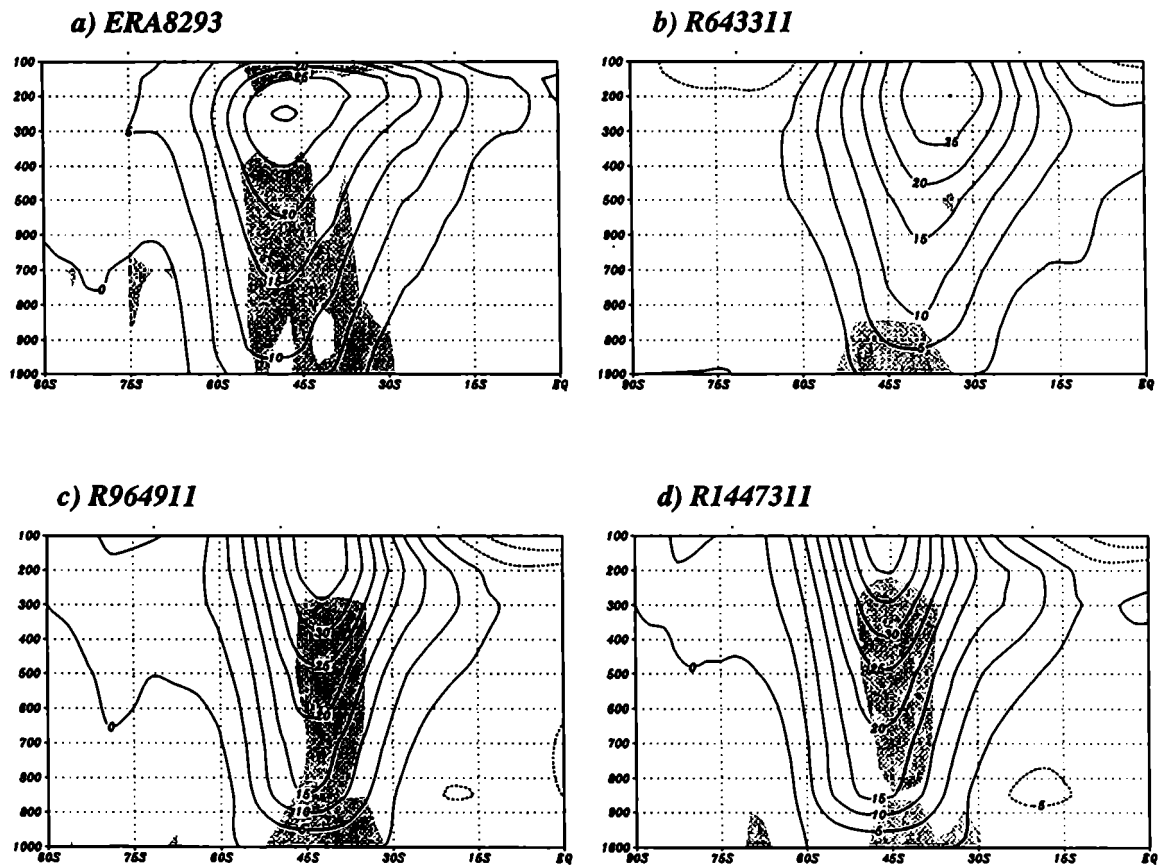


Figura 4.4: Idem de 4.3, para DEF.

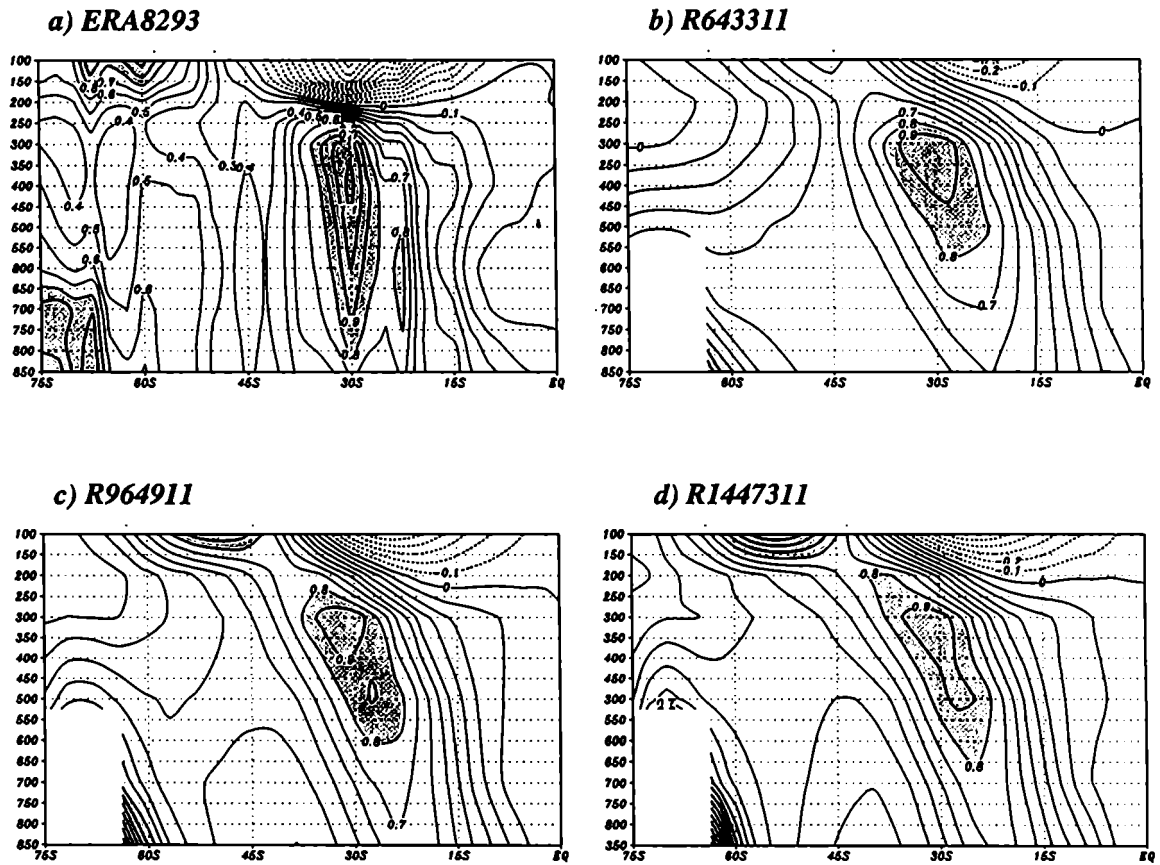


Figura 4.5: Gradiente meridional de temperatura en promedio zonal, sobre la región del doble jet (entre los meridianos de 120°E y 60°O): a) Observado, b) experimento R643311, c) experimento R964911, y d) experimento R1447311. Las isolíneas se presentan cada 0.1°C/°de latitud, y los valores mayores que 0.8°C/°de latitud se muestran sombreados.

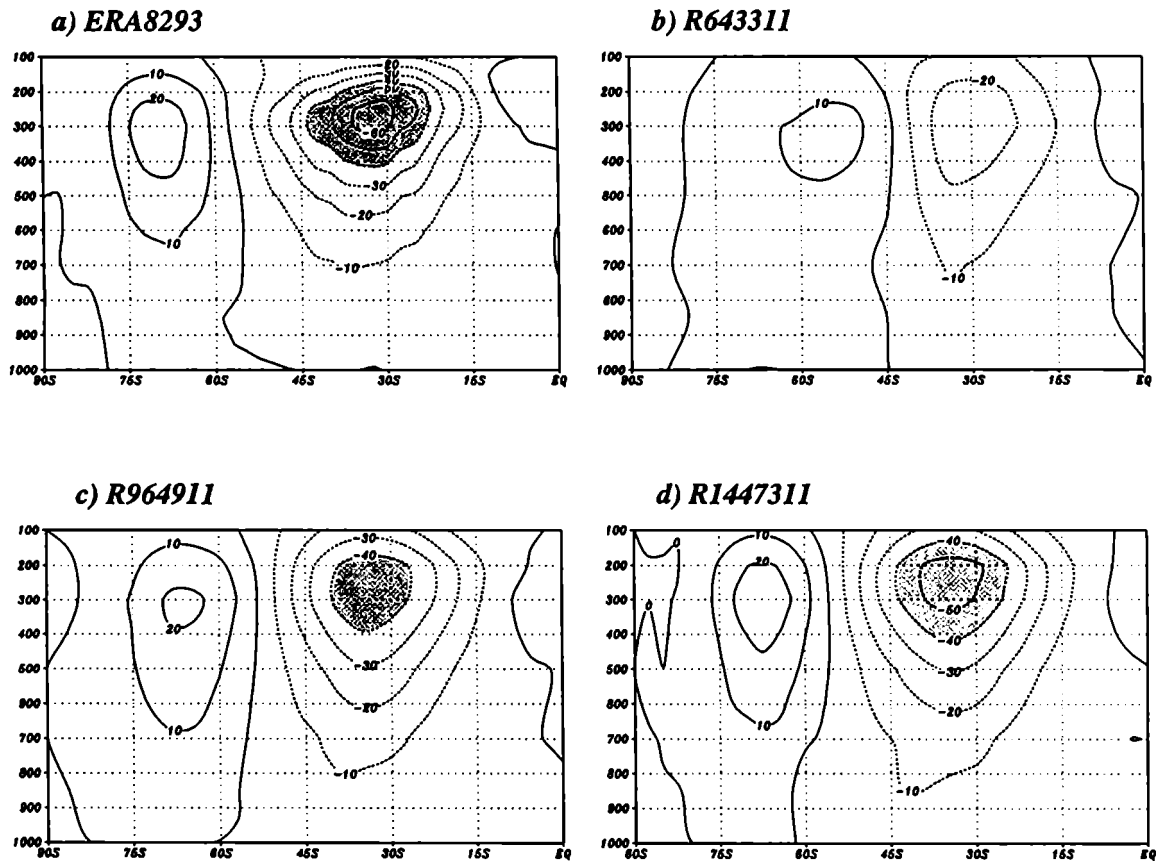


Figura 4.6: Promedio zonal del transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes, para JJA: a) observado, b) experimento R643311, c) experimento R964911, y d) experimento R1447311. Las isolíneas se muestran cada $10 m^2/s^2$ y las regiones sombreadas corresponden a valores superiores a los $40 m^2/s^2$.

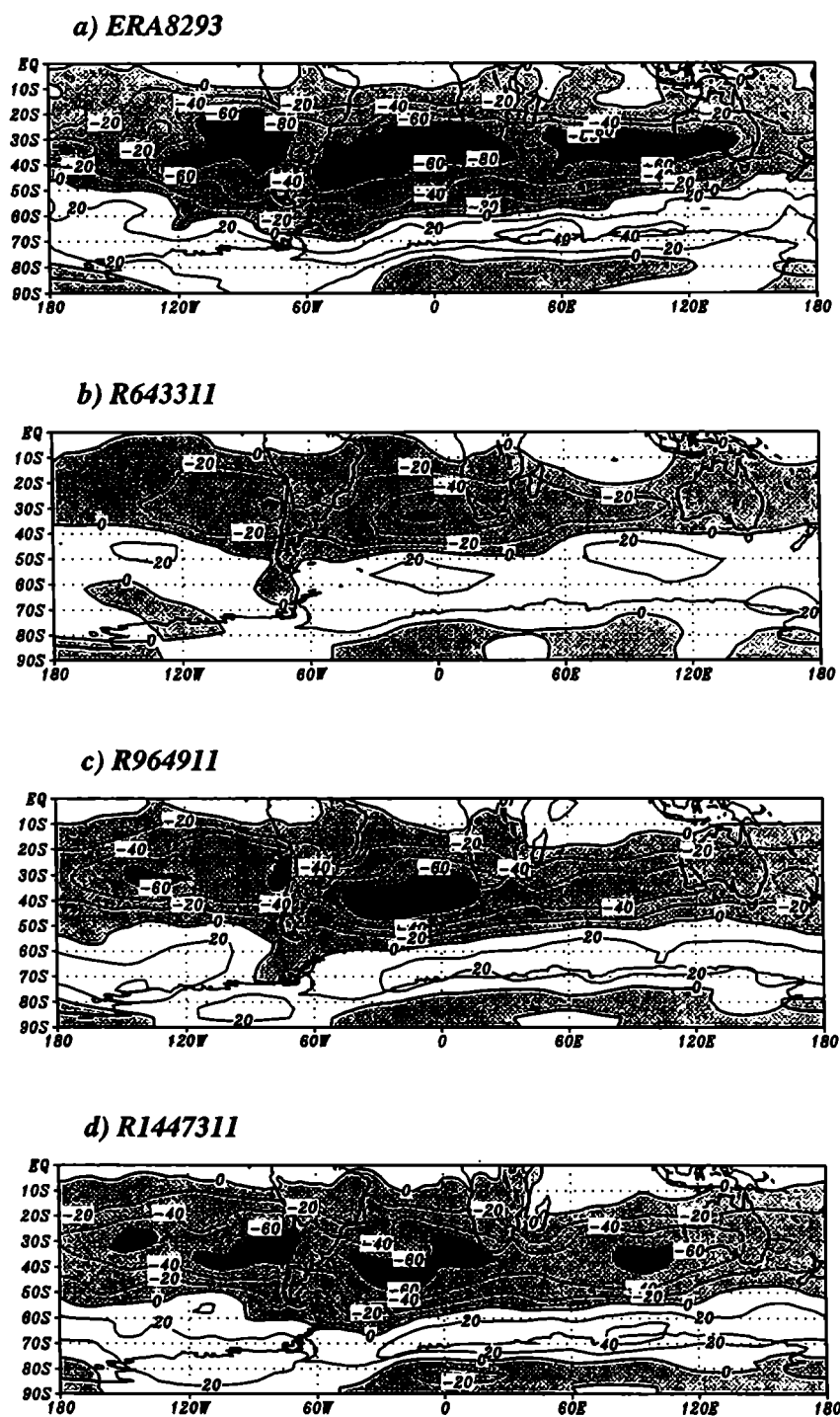


Figura 4.7: Transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes en 300 hPa, para JJA: a) Observado, b) experimento R643311, c) experimento R964911, y d) experimento R1447311. Las isolíneas se muestran cada $20 \text{ m}^2/\text{s}^2$ y las regiones sombreadas corresponden a valores menores que $0 \text{ m}^2/\text{s}^2$ y menores que $-60 \text{ m}^2/\text{s}^2$.

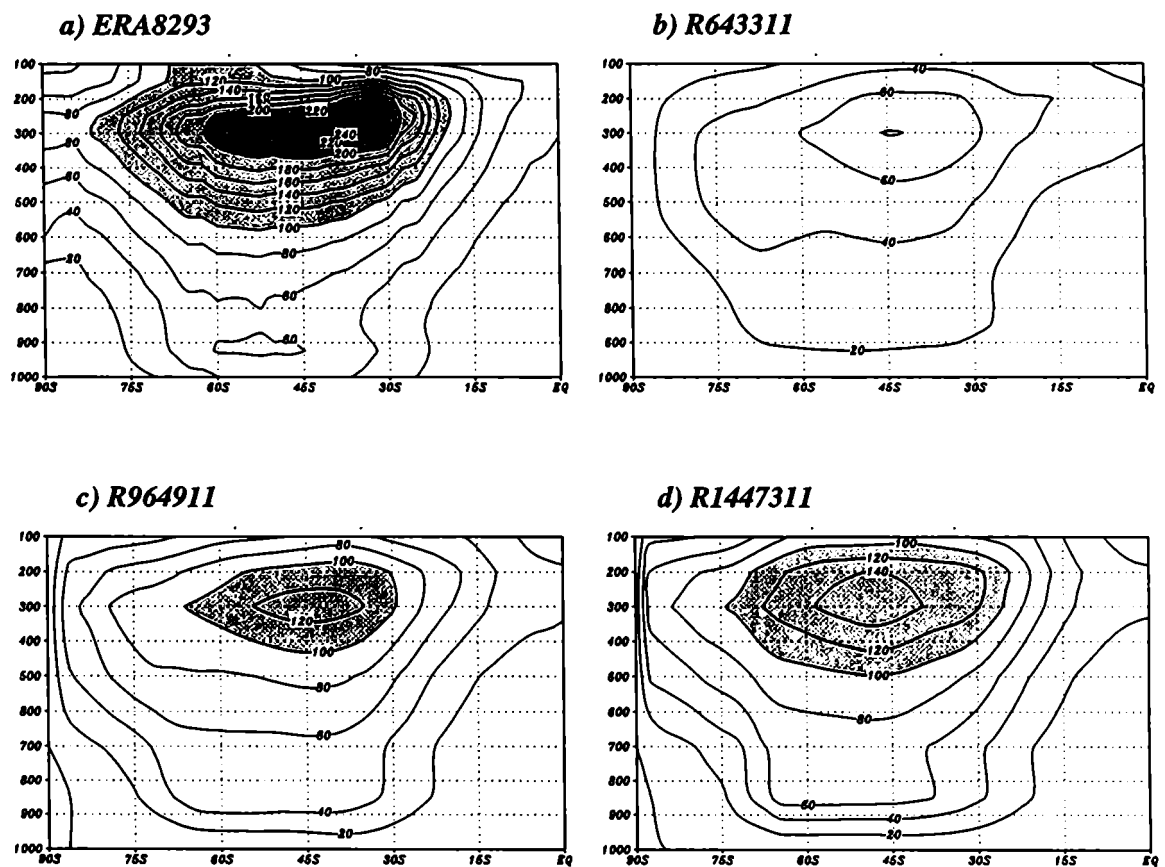


Figura 4.8: Promedio zonal de la energía cinética de las perturbaciones transientes, para JJA: a) observado, b) experimento R643311, c) experimento R964911, y d) experimento R1447311. Las isolíneas se muestran cada $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$ y las regiones sombreadas corresponden a valores superiores a $40 \text{ m}^2/\text{s}^2$.

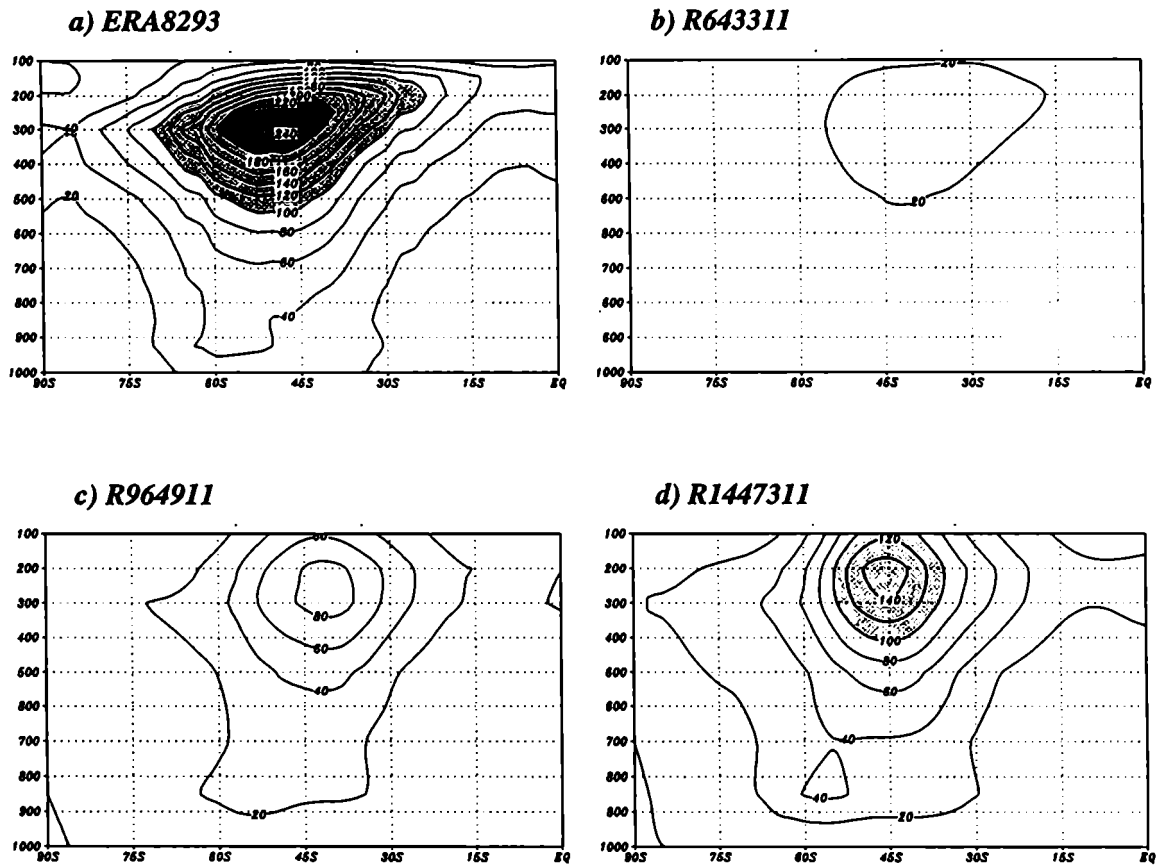
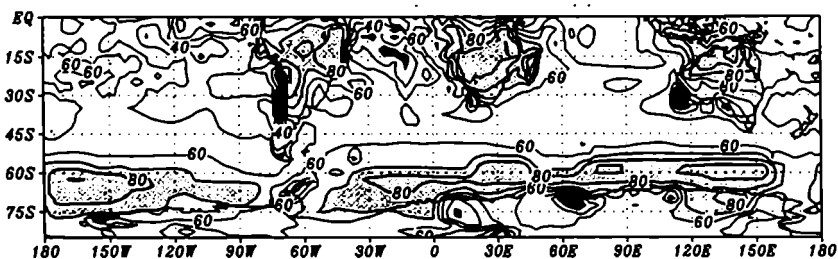
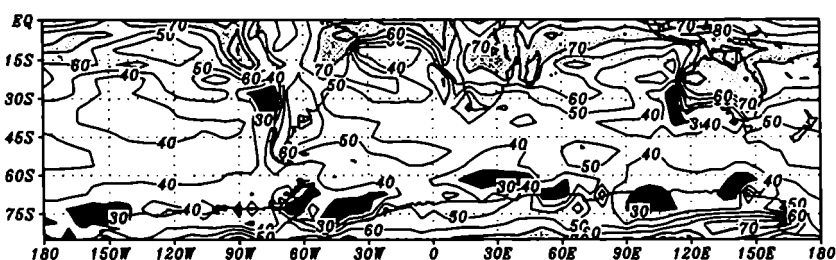


Figura 4.9: Idem de 4.8, para DEF.

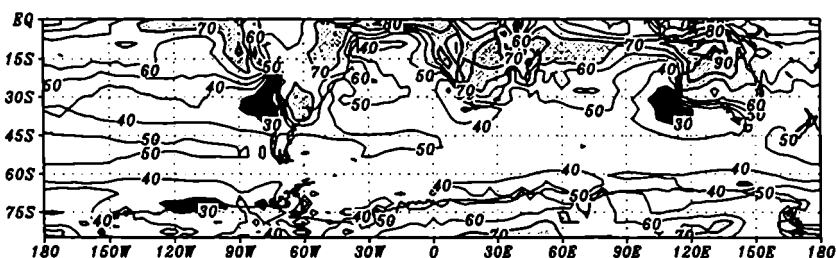
a) Climatología Legates y Willmott (1990)



b) R643311



c) R964911



d) R1447311

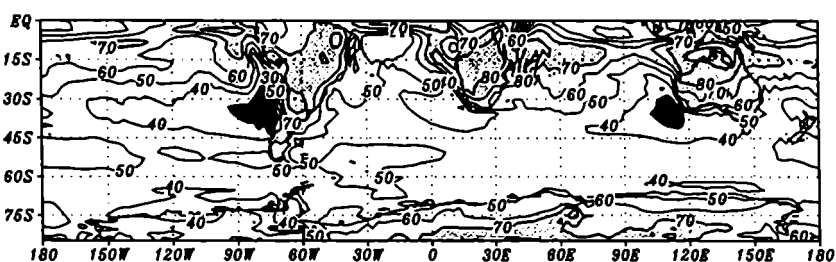


Figura 4.10: Campos porcentuales de estacionalidad de la precipitación (definida como la precipitación del semestre estival, sobre la precipitación anual). Las isolíneas están dibujadas cada 10%. Las regiones sombreadas en gris claro corresponden a valores superiores al 70%, mientras que las regiones sombreadas en gris oscuro señalan los valores inferiores al 30%. a) Climatología, b) experimento R643311, c) experimento R964911 y d) experimento R1447311.

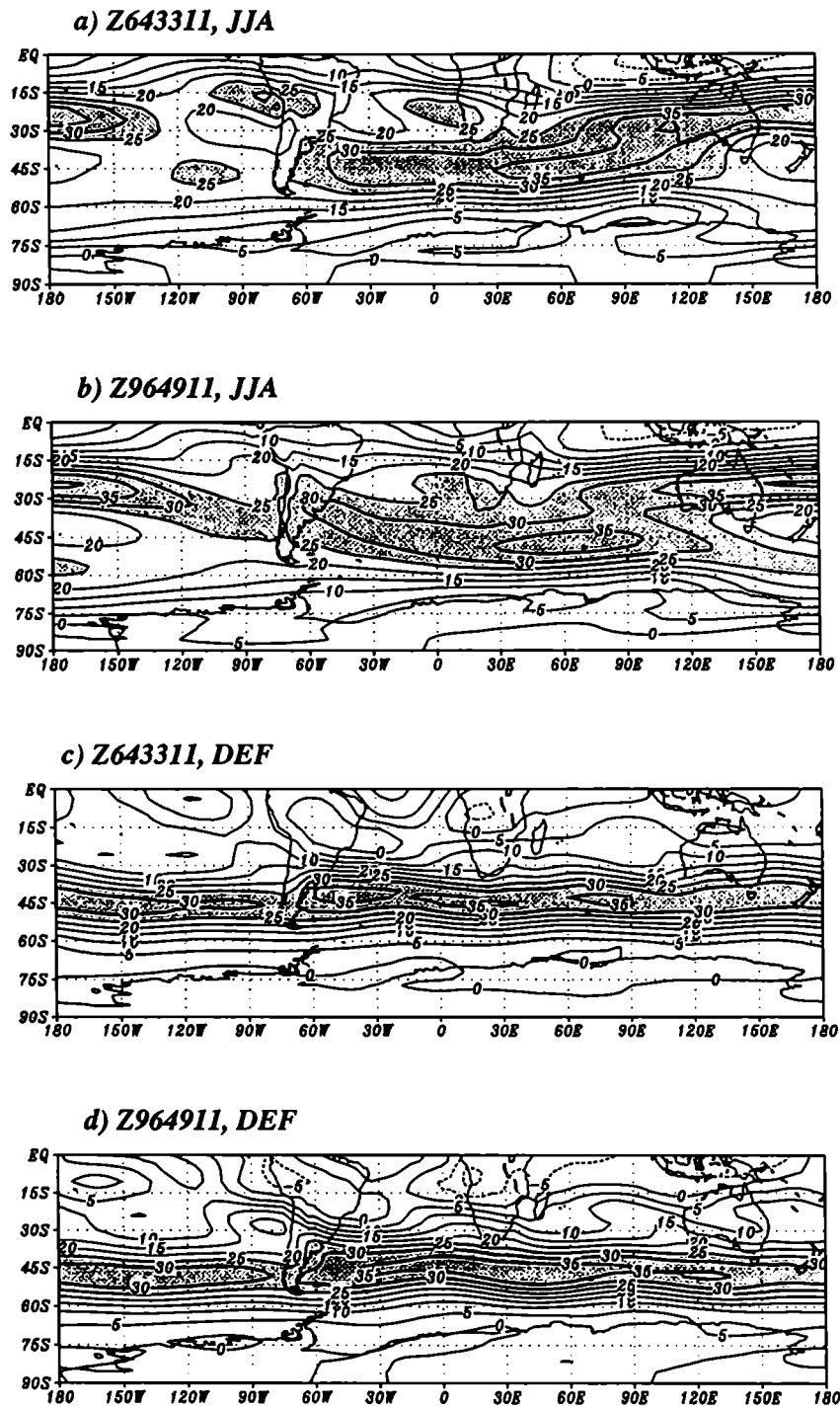


Figura 4.11: La componente zonal del viento en 300 hPa: a) experimento Z643311 y b) experimento Z964911 para JJA; c) experimento Z643311 y d) experimento Z964911 para DEF. Las isolíneas se presentan cada 5 m/s y las zonas sombreadas corresponden a valores mayores que 25 m/s.

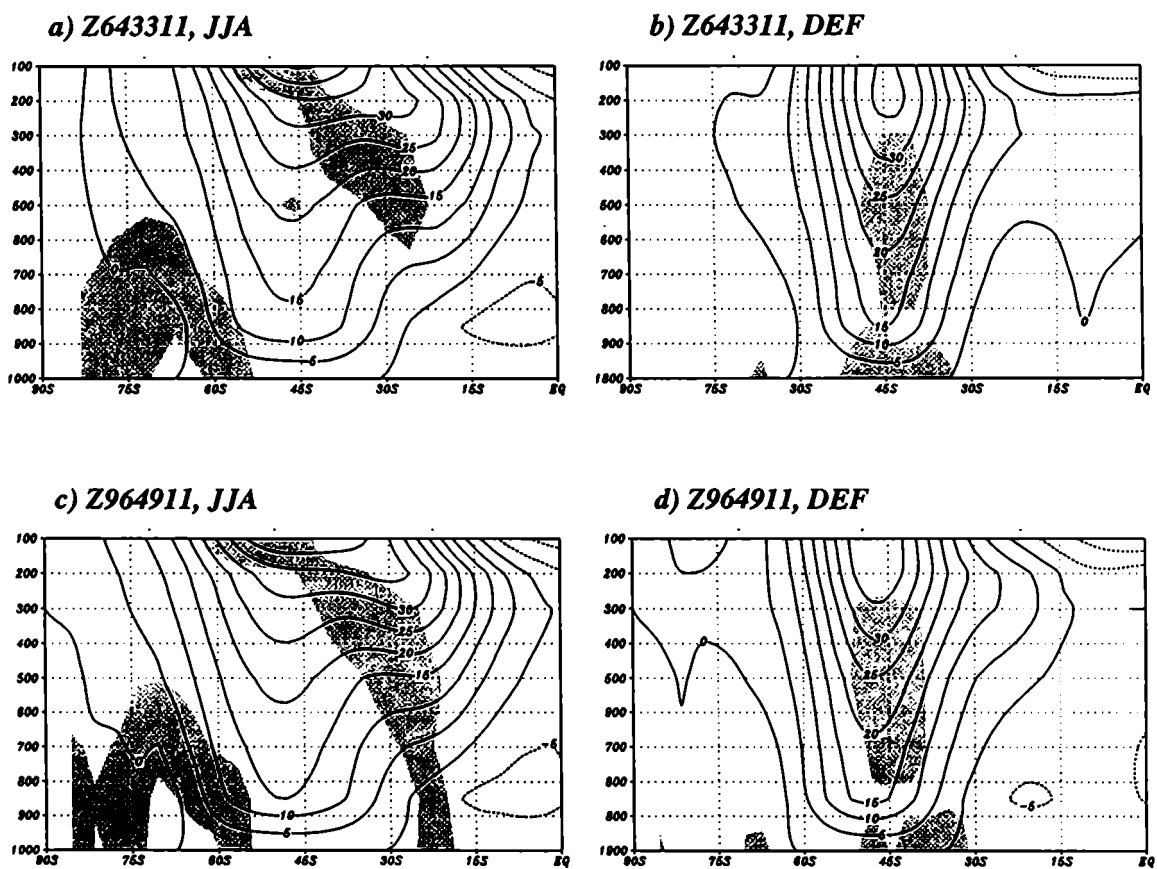


Figura 4.12: Promedio zonal de la componente zonal del viento: a) experimento Z643311 para JJA y b) para DEF; c) experimento Z964911 para JJA, y d) para DEF. Las isólineas se presentan cada 5 m/s y las regiones sombreadas corresponden a valores del gradiente meridional de temperatura mayores que 0.6°C/°de latitud.

4.5 Referencias del capítulo IV

- Bengtsson, L., M. Botzet and M. Esch, 1996: Will greenhouse gas-induced warming over the next 50 years lead to higher frequency and greater intensity of hurricanes?, *Tellus*, **48A**, 57-73.
- Boer, G. J., N. A. McFarlane and R. Laprise, 1984: The climatology of the Canadian Climate Centre GCM. *Atmosphere-Ocean*, **22**, 430-473.
- Boer, G. J., K. Arpe, M. Blackburn, M. Déqué, W. L. Gates, T. L. Hart, H. Le Treut, E. Roeckner, D. A. Sheinin, I. Simmonds, R. N. B. Smith, T. Tokioka, R. T. Wetherald and D. Williamson, 1992: Some results from an intercomparison of the climates simulated by 14 atmospheric general circulation models. *J. of Geophys. Res.*, **97**, 12771-12786.
- Boer, G. J. and B. Denis, 1997: Numerical convergence of the dynamics of a GCM. *Clim. Dyn.*, **13**, 359-374.
- Boville, B. A., 1991: Sensitivity of simulated climate to model resolution. *J. of Climate*, **4**, 469-485.
- Boyle, J. S., 1993: Sensitivity of dynamical quantities to horizontal resolution for a climate simulation using the ECMWF (Cycle 33) model. *J. of Climate*, **6**, 796-815.
- Edmon, H. J., B. J. Hoskins, and M. E. McIntyre, 1980: Eliassen-Palm cross-sections for the troposphere. *J. of Atmos. Sci.*, **37**, 2600-2616.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962-1970.
- Gates W. L., A. Henderson-Sellers, G. J. Boer, C. K. Folland, A. Kitoh, B. J. McAvaney, F. Semazzi, N. Smith, A. J. Weaver and Q. -C. Zeng, 1995: Climate Models - Evaluation, In *Climate Change 1995*, The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *WMO/UNEP*. J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell (Eds.). Cambridge University Press, 228-284.
- Hart, T. L., W. Bourke, B. J. McAvaney and B. W. Forgan, 1990: Atmospheric general circulation simulations with the BMRC global spectral model: the impact of revised physical parameterizations. *J. of Climate*, **3**, 436-459.

- Held, I. M. and P. J. Phillips, 1993: Sensitivity of the eddy momentum flux to meridional resolution in atmospheric GCMs. *J. of Climate*, **6**, 499-507.
- James I. and L. Gray, 1986: Concerning on the effect of surface drag on the circulation of baroclinic planetary atmosphere. *Quart. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1231-1250.
- James, I., 1987: Suppression of baroclinic instability in horizontally sheared flows. *J. of Atmos. Sci.*, **44**, 3710-3720.
- James, I. , 1994: Introduction to circulating atmospheres. A. J. Dessler, J. T. Houghton and M. J. Rycroft (Eds.). Cambridge Atmospheric and Space Sciences Series, NY.
- Kiehl, J. T. and D. L. Williamson, 1991: Dependence of cloud amount on horizontal resolution in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model. *J. of Geophys. Res.*, **96**, 10955-10980.
- Mahlman, J. D. and L. J. Umscheid, 1987: Comprehensive modeling of the middle atmosphere: the influence of resolution. In *Transport Processes in the Middle Atmosphere*, G. Visconti and R. Garcia (Eds.), D. Reidel, 251-266.
- Manabe, S., J. Smagorinsky, J. L. Holloway and H. M. Stone, 1970: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. III: Effects of increased horizontal computation resolution. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 175-212.
- Manabe, S., G. Hahn and J. L. Holloway, 1978: Climate simulations with GFDL spectral models of the atmosphere. Report of the JOC study conference on climate models: performance, intercomparison and sensitivity studies. *GARP/WMO*, **1**, 41-94.
- Manabe, S. and R. J. Stouffer, 1996: Low-frequency variability of surface air temperature in a 1000-year integration of a coupled atmosphere-ocean-land surface model. *J. of Climate*, **9**, 376-392.
- McFarlane, N. A., G. J. Boer and M. Lazare, 1992: The Canadian Climate Centre second generation general circulation model and its equilibrium climate. *J. of Climate*, **5**, 1013-1044.
- McFarlane, N. A., 1987: The effects of orographically excited gravity wave drag on the circulation of the lower stratosphere and troposphere. *J. of Atmos. Sci.*, **44**, 1175-1800.
- Moncrette, J. J., 1991: Cloud and radiation fields in the ECMWF model: dependence of model horizontal resolution of moist processes. *IAMAP Progr. Abst.*, XX General Assembly IUGG, 11-24 August, Vienna, Austria.
- Nakamura, N., 1993: Momentum flux, flow symmetry and the nonlinear barotropic

- governor. *J. of Atmos. Sci.*, **50**, 2159-2179.
- Palmer, T. N., G. J. Shutts and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001-1039.
- Pfeffer, R. L., 1981: Wave-mean flow interactions in the atmosphere. *J. of Atmos. Sci.*, **38**, 1340-1359.
- Phillips T. J., L. C. Corsetti and S. L. Grotch, 1995: The impact of horizontal resolution on moist processes in the ECMWF model. *Clim. Dyn.*, **11**, 85-102.
- Ramanathan, V., E. J. Pitcher, R. C. Malone and M. L. Blackmon, 1983: The response of a spectral general circulation model to refinements in radiative processes. *J. of Atmos. Sci.*, **40**, 605-630.
- Rind, D., 1988: Dependence of warm and cold climate depiction on climate model resolution. *J. of Climate*, **1**, 965-997.
- Seluchi, M., V. Serafini and H. Le Treut, 1998: The impact of the Andes on transient atmospheric systems: a comparison between observations and the LMD GCM. *Mon. Wea. Rev.* Trabajo en prensa.
- Solman, S. A., 1996: Efecto de la fricción superficial en el desarrollo del flujo barotrópico durante el crecimiento lineal de ondas baroclínicas. *Meteorologica*, **21**, 27-33.
- Sperber, K. R., S. Hameed, G. L. Potter and J. S. Boyle, 1994: Simulation of the northern summer monsoon in the ECMWF model: sensitivity to horizontal resolution. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2461-2481.
- Stratton, R. A., 1996: A high resolution AMIP run using the Hadley Centre model HadAM2b. *CRTN 77*, Hadley Centre, United Kingdom.
- Tibaldi, S., T. Palmer, C. Brankovic and U. Cubasch, 1990: Extended range predictions with ECMWF models. II: Influence of horizontal resolution on systematic error and forecast skill. *Quar. J. Roy. Met. Soc.*, **114**, 639-664.
- Tzeng, R., D. H. Bromwich and T. R. Parish, 1993: Present-day Antarctic climatology of the NCAR Community Climate Model Version 1. *J. of Climate*, **6**, 205-226.
- Welck, R. E., A. Kasahara, W. M. Washington and G. D. Santo, 1971: Effect of horizontal resolution in finite-difference model of the general circulation. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 673-683.
- Williamson, D. L., J. T. Kiehl and J. J. Hack, 1995: Climate sensitivity of the NCAR

Community Climate Model (CCM2) to horizontal resolution. *Clim. Dyn.*, **11**, 377-397.

WMO (World Meteorological Organization), 1988: Report on the CAS/JSC Workshop on systematic errors in models of the atmosphere, *WMO/TD-273*, 382pp.

CAPITULO V

Intercomparación de modelos acoplados de circulación general sobre el Hemisferio Sur

El objetivo de este capítulo es profundizar la validación del MCG LMDZ/CIMA, y determinar la confiabilidad del mismo para representar las interacciones relevantes al estudio del cambio climático. A tal fin, se intercomparan los resultados obtenidos por la integración del MCG LMDZ/CIMA con los resultados de otros modelos, tanto para los experimentos de control, como para experimentos de cambio climático.

5.1 Descripción de los modelos y de los experimentos

Con el objeto de ampliar el conocimiento sobre los alcances y limitaciones de los MCG, así como de profundizar la validación del MCG LMDZ/CIMA, en el presente capítulo se trabaja con algunos campos medios provenientes de la integración de otros modelos. Los modelos a considerar provienen de las siguientes instituciones: el Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) (Manabe et al., 1991), el Max-Planck Institute for Meteorology (MPI) (Cubash et al., 1992), el National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Washington y Meehl, 1989) y el Hadley Centre for Climate Prediction and Research (UKMO) (Murphy, 1995).

En una primera etapa, la atención se centraliza en evaluar la climatología de dichos modelos sobre el Hemisferio Sur e intercompararla con la climatología del MCG LMDZ/CIMA. Posteriormente, sobre la base de los modelos que mejor simulan la climatología observada del Hemisferio Sur, se analiza la respuesta de dichos modelos ante el potencial cambio climático, y se la compara con un experimento realizado con el

modelo LMDZ/CIMA, a fin de evaluar la aptitud del mismo para llevar a cabo experimentos de sensibilidad climática.

Las principales características de los modelos se resumen en la tabla 5.1. Como se desprende de dicha tabla, los modelos difieren en tipo (espectrales y de puntos de retícula) y en resolución. La resolución del modelo atmosférico UKMO es considerablemente superior a la resolución de los otros modelos, pero aun demasiado gruesa como para representar con cierto grado de detalle a la topografía. Por su parte, los modelos oceánicos UKMO y MPI poseen la mejor resolución horizontal. La resolución vertical varía entre 9 (NCAR y GFDL) y 19 (MPI) niveles para el caso de los modelos atmosféricos, y entre 4 (NCAR) y 17 (UKMO) niveles para los modelos oceánicos. Sin embargo, aunque mayores resoluciones contribuyen a reducir los errores numéricos en la integración de los modelos, el aspecto tal vez más importante para lograr simulaciones exitosas son las parametrizaciones físicas consideradas por cada modelo (una discusión acerca de las diferencias en las parametrizaciones físicas utilizadas por estos modelos acoplados, puede ser leída en Carril et al., 1997).

Todos los modelos acoplados (excepto NCAR) realizan corrección de flujo. Esta corrección (que surge del cálculo de la diferencia entre el valor simulado en superficie y el requerido para mantener el balance en la cupla) mantiene la temperatura de la superficie del mar y la salinidad de la simulación control, cercanas a las observadas. La introducción de este ajuste tiene como finalidad reducir los errores sistemáticos que aparecerían en la simulación del sistema acoplado debidos a errores en los modelos de la atmósfera y del océano, y a errores en su interacción (ver por ejemplo Murphy, 1995). Sólo el modelo MPI realiza un ajuste por el arrastre de los vientos.

5.2 Validación de los modelos

En esta sección se comparan las climatologías simuladas por los experimentos control con el clima observado sobre el Hemisferio Sur. La selección de las variables a considerar estuvo determinada por la disponibilidad de los campos simulados para todos los modelos, así como de los campos climatológicos contra los cuales compararlos. Los

campos analizados son la PNM, la componente zonal del viento en un nivel cercano a superficie, la temperatura del aire en superficie y la precipitación. El análisis está restringido a considerar la simulación de las características climáticas de los campos medios de verano e invierno, pero no su variabilidad. Los datos de las simulaciones de los modelos acoplados fueron obtenidos vía ftp anónimo desde la dirección 136.172.110.11 (ftp.dkrz.de) (archivos actualizados al 25/2/1994).

Los datos de PNM utilizados para validar los campos simulados, corresponden a las climatologías de Jenne et al.(1974), con resolución $5^{\circ} \times 5^{\circ}$. En cuanto a la temperatura del aire en superficie y la precipitación, se considera el conjunto de datos observacionales de alta resolución ($0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$) de Legates y Willmott (1990a,b) (luego interpolados a una malla de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ para una mejor comparación con las climatologías modeladas). La componente zonal del viento en superficie es comparada con los reanálisis ERA, del nivel 1000 hPa correspondientes al período 1982-1993.

5.2.1 Temperatura del aire en superficie

La temperatura del aire en superficie, integra la información sobre el estado térmico de la atmósfera dentro de la capa límite planetaria. Sin embargo, la validación de este parámetro en modelos climáticos acoplados que realizan ajuste de los flujos de calor en la superficie del océano no es del todo clara (IPCC, 1995). Esta corrección no-física mejora permanentemente el campo por efectos externos al modelo en sí. Es el gran dilema de los MCGA, dado que si este ajuste no fuese realizado, las imperfecciones presentes en los modelos (atmosférico y oceánico) y en su interacción, podrían introducir errores sistemáticos en la simulación acoplada. En este caso, el modelo NCAR es el único que no realiza dicha corrección (en el modelo atmosférico LMDZ/CIMA, las TSM son prescriptas como climatológicas).

Con el fin de resumir la bondad de cada modelo por representar la temperatura del aire en superficie, la tabla 5.2 presenta las diferencias medias zonales entre los valores simulados y los observados, en dos bandas de latitud: los subtropicos (entre 10°S y 40°S) y los extratropicos (entre 40°S y 70°S).

Como se observa en la tabla, el ajuste de flujos permite simulaciones más

aproximadas al clima observado. En general, los modelos NCAR y UKMO son demasiado cálidos, el modelo LMDZ/CIMA es algo frío, mientras que para el caso de los modelos MPI y GFDL, el signo de la anomalía depende de la banda de latitud considerada. No obstante, las mayores diferencias, se observan sobre la región extratropical (excepto para UKMO y GFDL en verano), mientras que la región subtropical aparece más cercana a las observaciones (aunque en los extratropicos también existen considerables diferencias entre las distintas climatologías observadas, Willmott y Legates 1993). La mayor deriva extratropical se observa en la climatología del modelo NCAR, probablemente debido a que no ajusta los flujos en la interfaz mar-atmósfera. Este modelo tiende a simular un clima algo caliente en latitudes altas, lo cual produce un gradiente térmico ecuador-polo excesivamente débil.

5.2.2 Presión a nivel del mar

La PNM resume una considerable cantidad de información sobre el estado atmosférico en un único campo, y por lo tanto representa una buena medida de la calidad de las simulaciones. Sin embargo, se trata de un concepto algo artificial en regiones con presencia de topografía, ya que su valor es fuertemente dependiente del método de extrapolación utilizado para obtener el valor a nivel del mar a partir del valor en superficie. Asimismo, se cuenta con un inconveniente adicional: esta variable no fue suministrada para el modelo GFDL. No obstante, dada la significancia de la PNM como integradora del comportamiento dinámico y termodinámico de los modelos, se analiza su comportamiento para los demás modelos, poniendo énfasis sobre las áreas oceánicas. Las figuras 5.1 y 5.2 muestran las climatologías simuladas por los modelos MPI, UKMO y NCAR para ambas estaciones (los campos simulados por el LMDZ/CIMA, fueron presentados en las figuras 2.3 y 2.4). El ciclo estacional de la cuña subtropical, es en general bien capturado por los modelos (en invierno la cuña se muda hacia el norte y se intensifica). En particular, los modelos UKMO y LMDZ/CIMA son quienes mejor reproducen el cambio morfológico del campo de acuerdo a la climatología observada (estructura más zonal en invierno, mientras que en verano se distinguen claramente tres centros anticiclónicos sobre los océanos, interrumpidos por las relativamente bajas presiones continentales). Una dificultad común a todos los modelos, es la representación del máximo invernal del anticiclón del Pacífico. En algunos casos el mismo se halla demasiado fusionado con el anticiclón del Atlántico o bien no se logra simular el mínimo relativo sobre el continente sudamericano,

probablemente debido a la pobre representación de la Cordillera de los Andes. En particular, el modelo NCAR en invierno, presenta un centro anticiclónico centrado sobre Sudamérica. En verano, en cambio, los efectos térmicos continentales parecen estar bien simulados por todos los modelos, los cuales reproducen adecuadamente a los anticiclones sobre los océanos (aunque el anticiclón del Pacífico se halla siempre subestimado).

Tradicionalmente, los modelos fallan en representar la vaguada circumpolar (Boer et al., 1992). Nuevamente el modelo NCAR es quien peor la representa (las diferencias respecto de la climatología observada alcanzan aproximadamente los 15 hPa). Los modelos UKMO y LMDZ/CIMA son quienes logran una mejor aproximación de la vaguada. Sin embargo, presentan algunas dificultades respecto de la evolución estacional de la misma. La vaguada subpolar en los modelos UKMO y LMDZ/CIMA se intensifica en invierno, desplazándose hacia el sur. Por el contrario, la vaguada del modelo MPI se intensifica en verano (sin desplazarse) y adquiere características más zonales. La climatología observada, por su parte, exhibe poca variación estacional, tanto en intensidad como en posición.

Pero tal vez la característica más relevante del campo de PNM, es su marcado gradiente meridional entre la cuña subtropical y la vaguada circumpolar. Para estimar la magnitud de dicho gradiente sobre los mares australes, la tabla 5.3 presenta un índice definido como el promedio de los gradientes de presión (tomados entre 40°S y 60°S) evaluados en 90°O (sobre el Pacífico), en 40°O (sobre el Atlántico) y en 90°E (sobre el Indico). Los modelos que mejor simulan esta estructura son el UKMO y el LMDZ/CIMA. Los demás modelos, si bien simulan un ciclo estacional de poca amplitud, subestiman el gradiente meridional de la PNM (particularmente el modelo NCAR simula un gradiente inferior a la mitad del gradiente observado).

5.2.3 Componente zonal del viento en superficie

Las figuras 5.3 y 5.4 exhiben las climatologías observadas y simuladas de la componente zonal del viento cerca de superficie. Cabe destacar que existe un pequeño error implícito en esta comparación, puesto que los campos correspondientes a las observaciones pertenecen al nivel de 1000 hPa, mientras que para los modelos, los campos corresponden al nivel sigma inferior de los mismos (los cuales también difieren entre sí).

La climatología observada muestra el predominio de los estes en latitudes bajas, con máximos sobre los océanos tropicales. En particular, los mismos se intensifican durante JJA sobre los océanos Atlántico e Indico. Estas características son, en general, bien simuladas por los modelos. Sin embargo el flujo zonal tropical tiende a ser más débil que el observado, especialmente en el modelo GFDL y NCAR, modelos que también tienden a generar una estructura algo simétrica longitudinalmente. Asimismo, los máximos tropicales aparecen desplazados algo hacia el norte en los modelos MPI y UKMO, y algo intensos en el modelo LMDZ/CIMA.

Al sur de 30°S dominan los vientos del oeste, con un cinturón de vientos máximos, cuya posición e intensidad varía con la época del año y con el océano. En verano, este cinturón está ubicado alrededor de 50°S, siendo el modelo UKMO el que mejor captura este rasgo de la circulación. En el modelo LMDZ/CIMA los oestes de superficie son algo intensos. En los demás modelos el flujo del oeste es muy débil (en particular los modelos NCAR y GFDL, simulan valores aproximadamente 50% inferiores a los observados). En invierno se observan similares características que en verano sobre los océanos Atlántico e Indico, con el eje de vientos máximos zonales ubicado cerca de 50°S, aunque algo más dilatado en la dirección norte-sur. En el Pacífico, en cambio, el eje de vientos máximos se debilita y se desplaza unos 10° hacia el sur. Aunque en varias simulaciones es posible advertir un eje SO-NE de viento máximo sobre esta región, todos los modelos (en particular GFDL y NCAR) tienen dificultades en la simulación de dicha característica.

5.2.4 Precipitación

Son diversos los factores que dificultan la correcta simulación de la precipitación. En primer lugar, la precipitación está asociada al ciclo hidrológico e influencia en la concentración de sal en el océano. Además, la pobre representación de la orografía (en especial de las fuertes pendientes observadas por ejemplo sobre la Cordillera de los Andes) puede afectar, por ejemplo, zonas con gradientes marcados de precipitación en las laderas montañosas. Una tercera dificultad es que la precipitación es un parámetro climático altamente variable. La formación de nubes y lluvia dependen de procesos de escala demasiado pequeña como para ser adecuadamente representados por modelos de resolución gruesa. La combinación de todos estos factores, deteriora la representación de este campo, razón por la cual, y tal como fuera propuesto en el capítulo 2, se analizan los

campos de estacionalidad de la precipitación.

Los mapas de la estacionalidad de la precipitación para los modelos acoplados se presentan en la figura 5.5 (la climatología y la simulación por el modelo LMDZ/CIMA se presentaron en la figura 2.12). Las zonas sombreadas en gris oscuro reciben la mayor parte de la precipitación (más del 70%) en DEF, en tanto que las sombreadas en gris claro reciben menos del 30% de la precipitación en dicha estación. Cabe señalar que para el caso de los modelos acoplados, la estacionalidad se calcula como la precipitación estival (DEF) respecto de la precipitación de las estaciones extremas (DEF más JJA) por no disponer de los datos correspondientes a las estaciones intermedias.

De acuerdo a las observaciones (figura 2.12a), los mayores valores de estacionalidad se registran en latitudes tropicales, áreas de fuerte actividad convectiva. Estos máximos representan la fuerte dependencia estacional de la convección, asociada a la ubicación de la zona de convergencia intertropical (ZCIT): en latitudes bajas y sobre los tres continentes, las lluvias ocurren predominantemente en DEF. En JJA la ZCIT se desplaza hacia el norte, y se intensifica la precipitación en el norte de América del Sur. El desplazamiento estacional de la convección es simulado bastante correctamente por los modelos UKMO y MPI, mientras que los modelos GFDL, NCAR y LMDZ/CIMA presentan algunas dificultades, especialmente sobre áreas oceánicas. En particular, la porción tropical del continente sudamericano, está afectada por este régimen de precipitación estival, simulado en mayor o menor medida, por todos los modelos.

Los anticiclones subtropicales que suprimen la formación de nubes en gran escala, producen mínimos de precipitación sobre las regiones oceánicas a lo largo de todo el año. Esto deriva en valores de estacionalidad típicos en torno al 50%. Estos valores (que aparecen como no sombreados en las figuras) son, en general, bien simulados por todos los modelos.

En latitudes extratropicales, se observan máximos de precipitación sobre los océanos (asociados a la actividad ciclónica), con valores típicos de estacionalidad de alrededor de 70% (llueve un poco más en verano que en invierno). Todos los modelos tienden a subestimar este porcentaje de precipitación estival en latitudes extratropicales (la estacionalidad de los modelos presenta valores típicos inferiores a 40%).

También se pueden citar algunas particularidades regionales. Sobre el océano Atlántico noroccidental se observa una zona con un máximo de precipitación en invierno, alrededor de 10°S, al este de Brasil (en la figura, la estacionalidad observada muestra valores inferiores a 30%). Si bien todos los modelos presentan un mínimo relativo en dicha región, el mismo aparece siempre subestimado respecto a las observaciones. Sobre la Cordillera de los Andes, con centro en aproximadamente de 35°S, la precipitación alcanza su mayor valor en invierno. El correspondiente mínimo en la distribución de la estacionalidad sobre la costa de Chile es simulado por todos los modelos, pero su extensión está exageradamente elongada hacia el oeste. Similar comportamiento se observa en relación del mínimo de estacionalidad ubicado en el extremo sudoccidental Australiano.

5.3 Escenarios de cambio climático

La respuesta de un modelo climático ante forzantes externos que representen un potencial cambio climático, solo puede ser considerada confiable cuando dicho modelo es capaz de reproducir aceptablemente la climatología actual. Como se presentó en la sección anterior (y sobre la base de la validación de las simulaciones de control de los distintos modelos climáticos realizada con detalle regional sobre la porción Sudamericana por Carril et al., 1997), se determinó que todos los modelos presentan diversas imperfecciones en la representación del clima sobre el Hemisferio Sur, en especial en latitudes extratropicales. Sin embargo, se puede considerar que las simulaciones de control de modelos UKMO, MPI y LMDZ/CIMA son las que mejor capturan los rasgos típicos del clima observado, mientras que las representaciones de la climatología austral derivadas de los modelos NCAR y GFDL, son algo pobres.

Sobre la base de estos resultados, en la presente sección se trabaja a fin de determinar la confiabilidad del modelo LMDZ/CIMA para futuros emprendimientos relacionados con el cambio climático. A tal fin se comparan sus predicciones sobre climas futuros con las derivadas de los modelos UKMO y MPI. No obstante, la interpretación de los experimentos de sensibilidad climática debe ser cuidadosa debido a las limitaciones de los modelos: no es conveniente interpretar a los escenarios de cambio climático como predicciones del futuro climático, sino como un conjunto admisible de condiciones futuras.

Uno de los criterios normalmente utilizados para determinar la verosimilitud de una anomalía es exigir que exista cierto consenso entre los modelos. Dicho de otra manera, pierden confiabilidad las anomalías previstas por dos modelos independientes si difieren de signo sobre una región en particular.

Asimismo, cabe destacar que la interpretación de los resultados debe ser cuidadosa por otros dos motivos. i) Dos modelos son acoplados (UKMO y MPI), mientras que el tercero es un modelo atmosférico (LMDZ/CIMA). Para el caso de experimentos de calentamiento global, el rol del océano es importante. Dada su gran capacidad de almacenar calor, actúa en favor de disminuir las anomalías térmicas esperadas para el momento de la duplicación del CO₂. En tal sentido, la primera gran diferencia entre los experimentos a intercomparar es la ausencia de este sumidero de calor en el modelo LMDZ/CIMA, lo que derivará en anomalías de temperatura del aire relativamente elevadas (ver por ejemplo los resultados mostrados en IPCC, 1990 y 1995). ii) Un segundo motivo a tener en cuenta, es la característica del forzante en cada caso (ver tabla 5.4): existen diferencias tanto en los valores iniciales de la concentración de CO₂ que toman los modelos para los experimentos control, como en la curva de su incremento. Para el caso de los modelos acoplados, los experimentos de sensibilidad climática asumen un progresivo incremento en la concentración de CO₂ a través del tiempo (este tipo de integraciones son los denominados experimentos transientes). El modelo UKMO asume un incremento exponencial del 1% anual en el contenido atmosférico de CO₂, con lo cual se requieren 70 años para duplicar la concentración inicial de CO₂. El modelo MPI, en cambio, considera el escenario A del IPCC (1990), el cual extrapola las tendencias actuales, suponiendo que no habrá medidas restrictivas que controlen los niveles de emisión. En este caso, la cantidad total de años requeridos para la duplicación es de 60. La inercia térmica del océano en los experimentos transientes, induce una respuesta del sistema climático más lenta y realista que en los clásicos experimentos de sensibilidad bajo condiciones de equilibrio. Este hecho es indicativo de la gran importancia de los procesos oceánicos como controladores del clima en el Hemisferio Sur (Whetton et al., 1997). El experimento realizado con el modelo LMDZ/CIMA, es un experimento en equilibrio de tan solo 3 años de integración, forzado a partir de un campo anómalo de TSM proveniente de un experimento numérico de duplicación de CO₂ previo (con el modelo LMD acoplado a un modelo oceánico de capa de mezcla, ver Le Treut et al., 1994). Los primeros estudios (Gates et al., 1992) muestran que, en líneas generales, los experimentos transientes y los

experimentos de equilibrio exhiben una similar respuesta térmica excepto sobre el Océano Atlántico Norte septentrional y en las altas latitudes del Hemisferio Sur. En tal sentido, surge que la segunda gran diferencia a tener en cuenta para el análisis de los campos resultantes: las anomalías simuladas sobre latitudes altas para el caso del experimento en equilibrio, serán mucho mayores que las simuladas en los experimentos transientes. No obstante, Mahfouf et al. (1994) ratificaron que la respuesta de la circulación atmosférica inducida por experimentos transientes es en el mismo sentido que la respuesta obtenida por los experimentos tradicionales. Como por ejemplo en Timbal et al. (1995), este tipo de experimentos presenta la ventaja de simular la respuesta atmosférica realizando solo unos pocos ciclos de integración. Este modo alternativo de trabajo permitiría realizar experimentos de cambio climático a muy alta resolución o bien, incluyendo parametrizaciones físicas más sofisticadas.

El efecto inmediato de la absorción y re-emisión de la radiación infrarroja por los gases invernadero, es el aumento de la temperatura del aire en superficie. El incremento medio anual global de la temperatura del aire en superficie en la década en la cual se duplica el CO₂ es 1.8°C en el modelo MPI y 1.7°C en el modelo UKMO. La respuesta del modelo LMDZ/CIMA ante el potencial cambio climático es un incremento de la temperatura del aire en superficie de aproximadamente 4.4°C (ver tabla 5.4). Como era de esperar (ver informes del IPCC 1990, 1995) los valores simulados a partir de experimentos en equilibrio son mayores que los que se suelen obtener con experimentos transientes.

La figura 5.6 muestra el campo de diferencia entre la temperatura del aire en superficie para la duplicación del CO₂, respecto de la experiencia control correspondiente (debido a la diferente magnitud de la respuesta atmosférica, el sombreado del mapa inferior no coincide con el realizado sobre los campos de los modelos acoplados). La distribución geográfica de la anomalía térmica muestra en todos los casos que el mayor calentamiento ocurre sobre los continentes y en latitudes altas, con máximos secundarios sobre el océano Atlántico y sobre el Pacífico Oeste. La principal diferencia entre el calentamiento simulado sobre la costa antártica por los modelos MPI y UKMO, se debe probablemente a distintos tratamientos del hielo marino. Mas allá de los detalles regionales, la respuesta de la circulación atmosférica ante escenarios de cambio climático es cualitativamente similar en los tres modelos (la gran amplitud de la anomalía simulada por el modelo LMDZ/CIMA está relacionada al tipo de experimento).

Se observan máximos calentamientos sobre Brasil, donde la amplitud de la anomalía en la región tropical y subtropical es mayor en el modelo UKMO que en el MPI. Asimismo, el modelo LMDZ/CIMA responde con mayor detalle regional. El máximo simulado sobre el Atlántico Sur por los modelos LMDZ/CIMA y MPI, no aparece como un rasgo importante en los campos del modelo UKMO. En relación con el calentamiento sobre el continente africano, en general se observa que el mismo maximiza sobre el sector occidental, característica observada en los tres experimentos. Finalmente, el modelo UKMO destaca un máximo concentrado al norte de Australia, mientras que los otros modelos, lo extienden sobre todo el continente y mares adyacentes. En los modelos acoplados, se observa un mínimo relativo de calentamiento en los mares australes, en aproximadamente 50°S (al norte de la banquisa), probablemente debido a la simulación de la surgencia y de la mezcla vertical profunda que incrementan localmente la inercia térmica del océano (proceso físico ausente en el modelo atmosférico).

Finalmente, de todo lo expuesto en el presente capítulo se concluye que, establecidos los alcances y limitaciones de los tres modelos para la simulación del clima sobre el Hemisferio Sur, la validación del modelo a través de la intercomparación de algunos campos medios con los obtenidos a partir de la integración de otros modelos, fue exitosa. Razonando en función del consenso obtenido para la evolución del campo térmico ante el supuesto calentamiento global, se puede creer en la capacidad del modelo LMDZ/CIMA por representar los procesos de interacción relevantes al estudio del cambio climático. El razonamiento en busca del "consenso", es la tendencia general acerca de la confiabilidad de las predicciones numéricas (ejemplo de ello, son los cada vez más comunes "ensambles" y "spaghetti plots" llevados a cabo para la predicción del tiempo y del clima).

5.4 Tablas y figuras del capítulo V

	<i>LMDZ/CIMA</i>	<i>GFDL</i>	<i>MPI</i>	<i>NCAR</i>	<i>UKMO</i>
<i>Resolución MCG atmosférico</i>	$5.625 \times \sim 5^{(1)}$	$4.5^\circ \times 7.5^\circ$ (R15)	$5.6^\circ \times 5.6^\circ$ (T21)	$4.5^\circ \times 7.5^\circ$ (R15)	$2.5^\circ \times 3.75^\circ$
<i>Niveles MCG atmosférico</i>	11	9	19	9	11
<i>Resolución MCG oceánico</i>		$4.5^\circ \times 3.75^\circ$	$2.8^\circ \times 2.8^\circ$ ⁽²⁾	$5^\circ \times 5^\circ$	$2.5^\circ \times 3.75^\circ$
<i>Niveles MCG oceánico</i>		12	9	4	17
<i>Corrección de flujos (TSM y salinidad)</i>		Sí	Sí	No	Sí
<i>Corrección de flujos (arrastre por el viento)</i>	-	No	Sí	No	No

Tabla 5.1: Principales características de los modelos intercomparados. La resolución está dada en grados de latitud por grados de longitud, y para los modelos espectrales, se indica entre paréntesis el tipo (rombooidal o trapezoidal) y el número de ondas correspondiente.

(1) Malla latitudinalmente variable (zoom horizontal ilustrado en la figura 2.1), alcanza la máxima resolución (aproximadamente 2.5°) en 45°S .

(2) La malla se incrementa a 1° cerca del ecuador.

<i>a) DEF</i>	<i>LMDZ/CIMA</i>	<i>MPI</i>	<i>UKMO</i>	<i>GFDL</i>	<i>NCAR</i>
<i>10°S - 40°S</i>	-2.1	0.6	1.2	1.5	0.1
<i>40°S - 70°S</i>	-3.0	-1.8	0.3	0.0	3.5

<i>b) JJA</i>	<i>LMDZ/CIMA</i>	<i>MPI</i>	<i>UKMO</i>	<i>GFDL</i>	<i>NCAR</i>
<i>10°S - 40°S</i>	-0.7	1.2	2.0	1.2	1.0
<i>40°S - 70°S</i>	-3.6	-2.0	2.1	-1.6	5.4

Tabla 5.2: Diferencias medias zonales de la temperatura del aire en superficie (simulada menos observada): a) DEF y b) JJA. Las unidades son $^\circ\text{C}$.

	<i>DEF</i>	<i>JJA</i>
<i>Observaciones</i>	1.4	1.4
<i>MPI</i>	1.0	0.8
<i>UKMO</i>	1.1	1.2
<i>NCAR</i>	0.6	0.4
<i>LMDZ/CIMA</i>	1.1	1.4

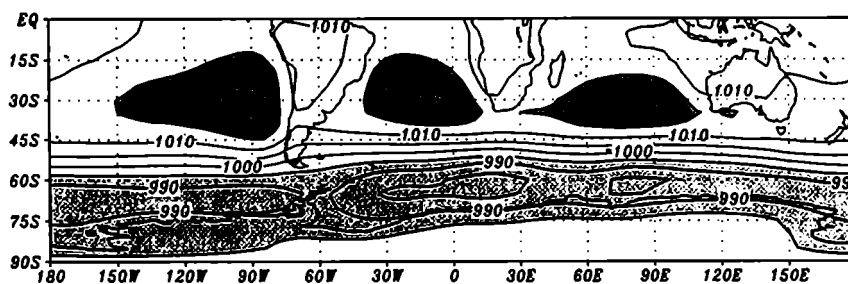
Tabla 5.3: Estimación del gradiente meridional de la presión a nivel del mar en latitudes extratropicales (en hPa/° de latitud).

	<i>LMDZ/CIMA</i> (Sadourny y Laval, 1984)	<i>MPI</i> (Cubash et al., 1992)	<i>UKMO</i> (Murphy, 1995)
<i>Curva del incremento anómalo del CO₂ atmosférico</i>	<i>Experimento en equilibrio</i>	<i>IPCC 1990 Escenario A</i>	<i>1% año⁻¹</i>
<i>Año de la duplicación del CO₂</i>	0	60	70
<i>Calentamiento Global⁽¹⁾</i>	4.4	1.8	1.7

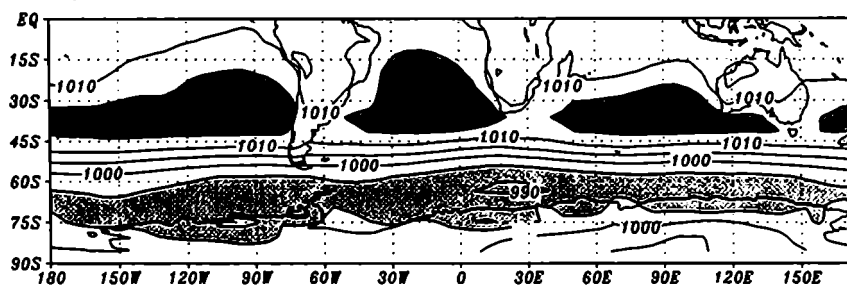
Tabla 5.4: Especificaciones de los experimentos evaluados.

⁽¹⁾ El incremento de la temperatura media anual al duplicarse el CO₂ (expresado en °C).

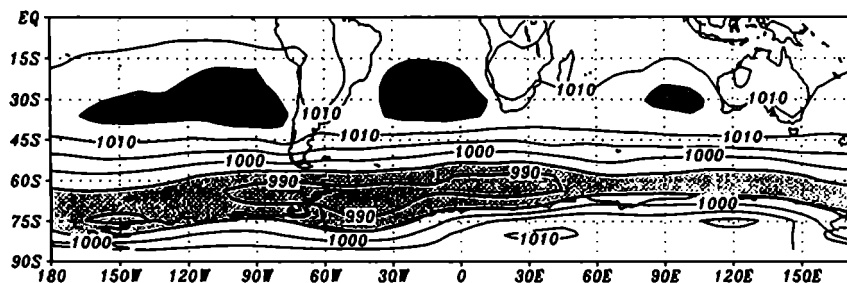
a) Climatología PNM DEF, Jenne et al. (1972)



b) UKMO



c) MPI



d) NCAR

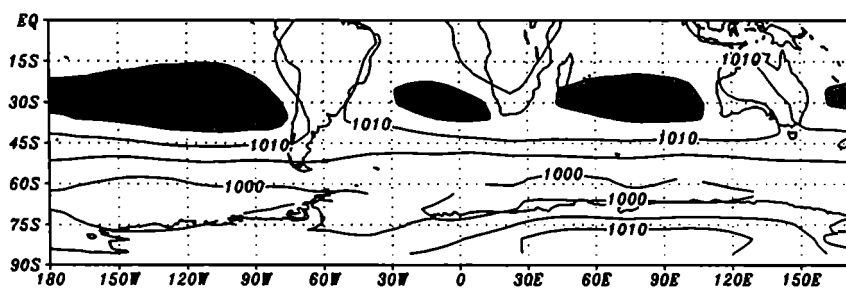
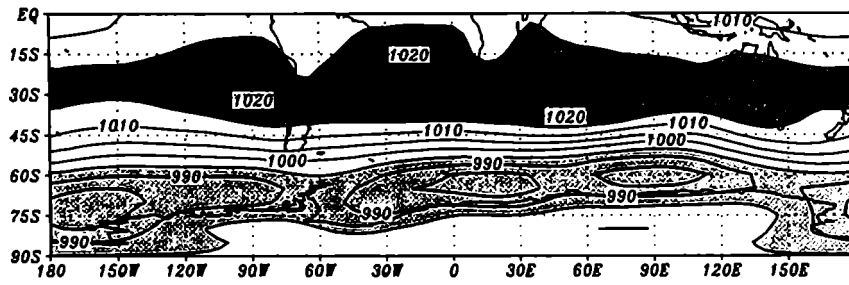
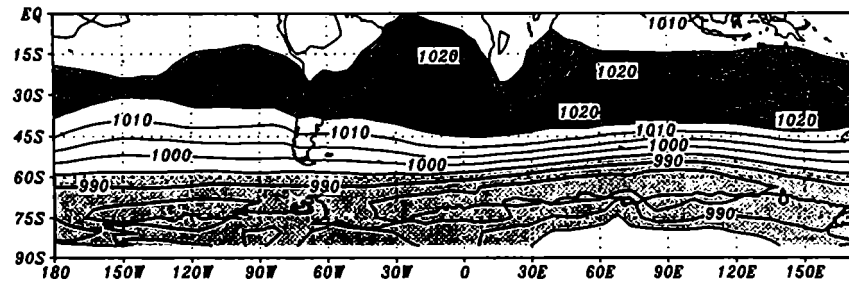


Figura 5.1: Presión a nivel del mar (cada 5 hPa) para DEF: a) Climatología observada, b) Modelo UKMO, c) Modelo MPI, y d) Modelo NCAR.

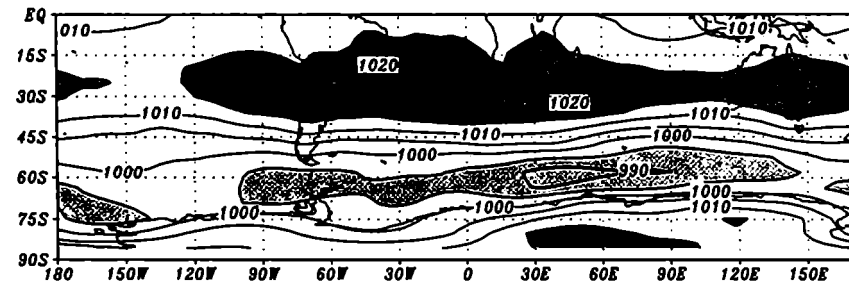
a) Climatología PNM JJA, Jenne et al. (1972)



b) UKMO



c) MPI



d) NCAR

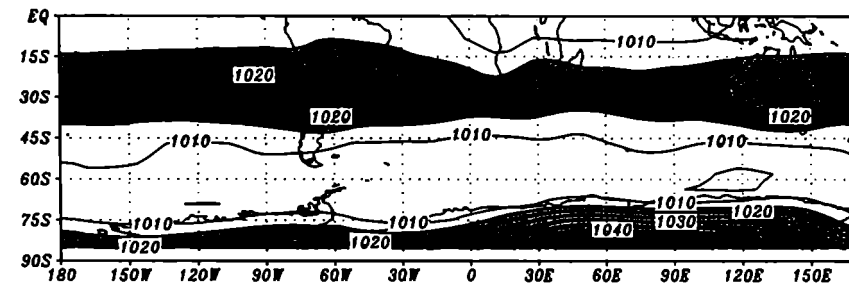
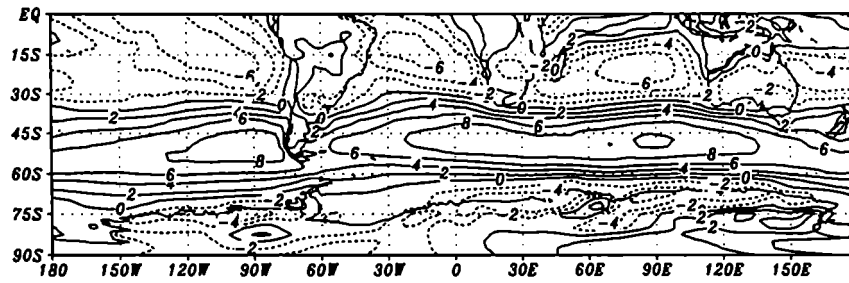
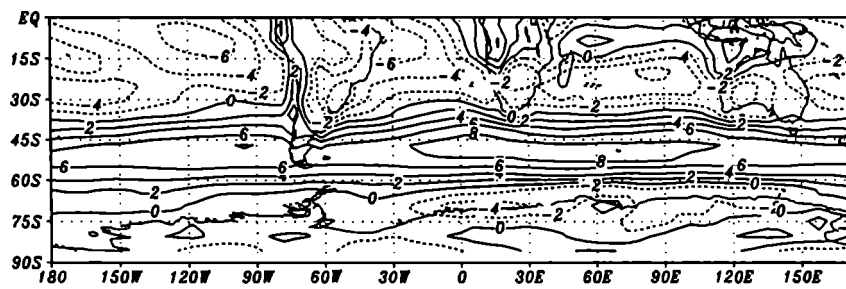


Figura 5.2: Idem de 5.1 para JJA.

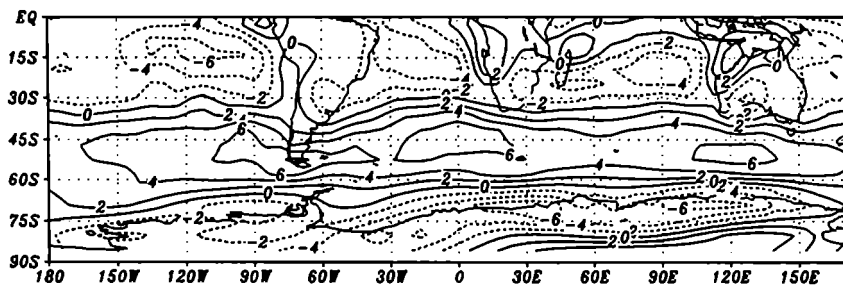
a) ERA8293 $u(1000 \text{ hPa}), \text{DEF}$



b) UKMO



c) MPI



d) NCAR

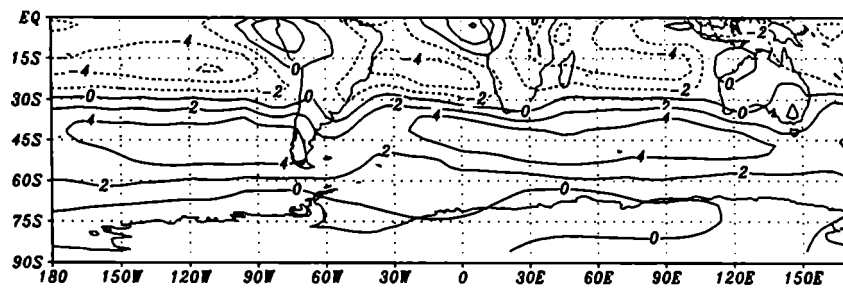
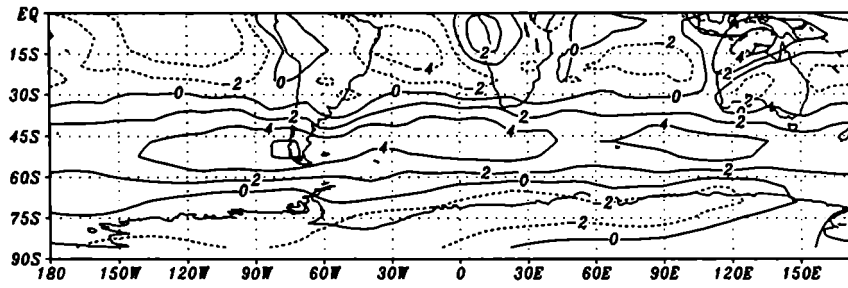


Figura 5.3: Componente zonal del viento cerca de superficie (cada 2 m/s) para DEF: a) Climatología observada, b) Modelo UKMO, c) Modelo NCAR, e) Modelo GFDL y f) Modelo LMDZ/CIMA.

e) GFDL



f) LMDZ/CIMA

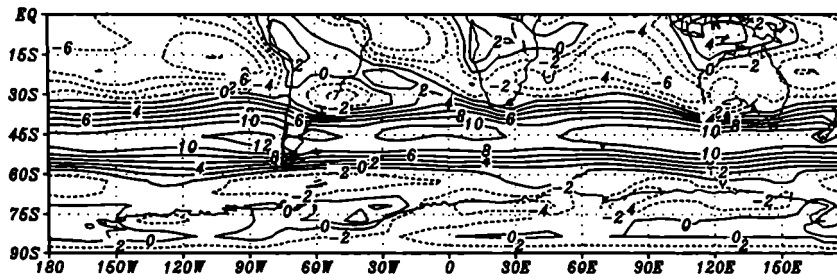
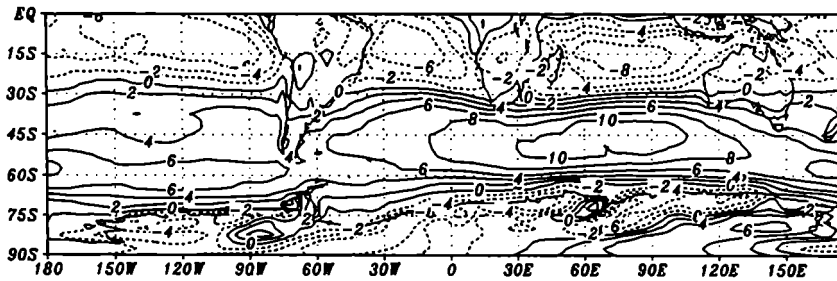


Figura 5.3 (continuación)

a) ERA8293 u(1000 hPa), JJA



b) UKMO

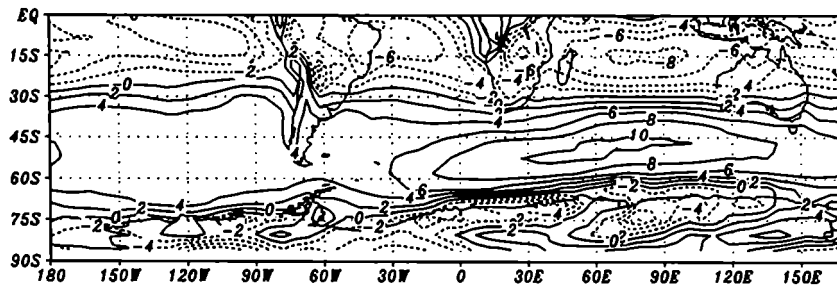
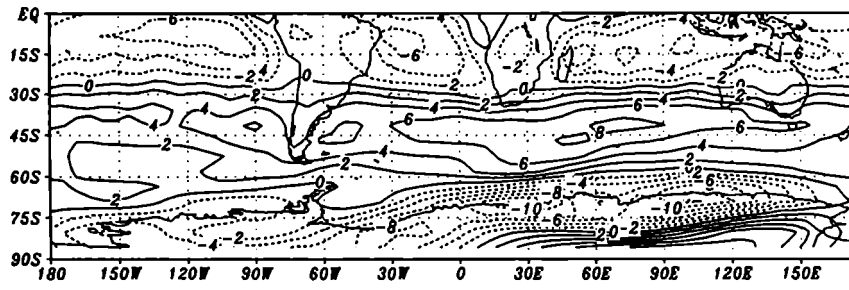
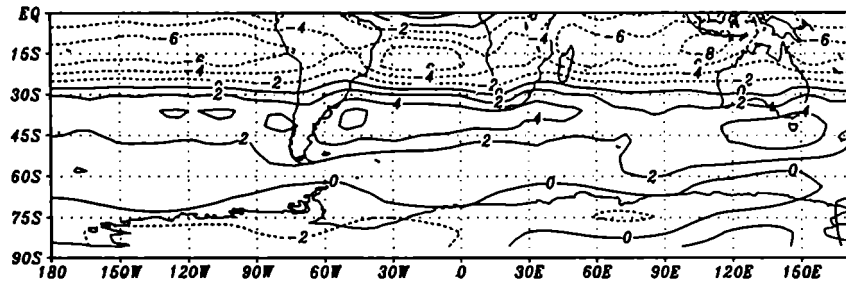


Figura 5.4: Idem de 5.3 para JJA.

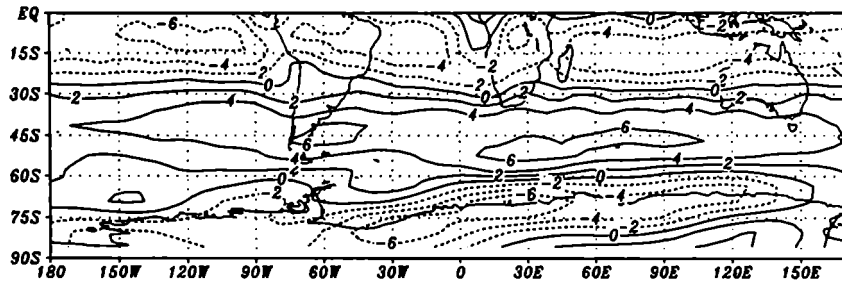
c) MPI



d) NCAR



e) GFDL



f) LMDZ/CIMA

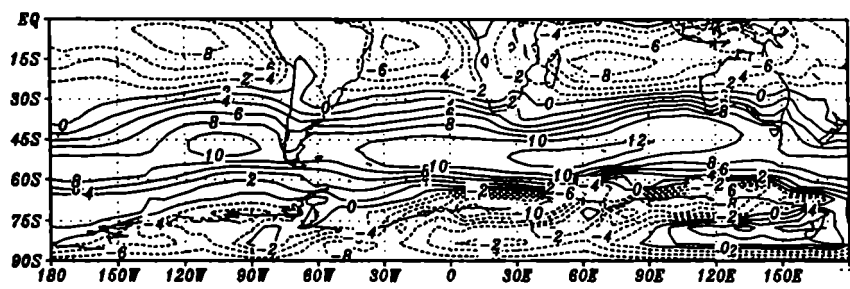


Figura 5.4 (continuación)

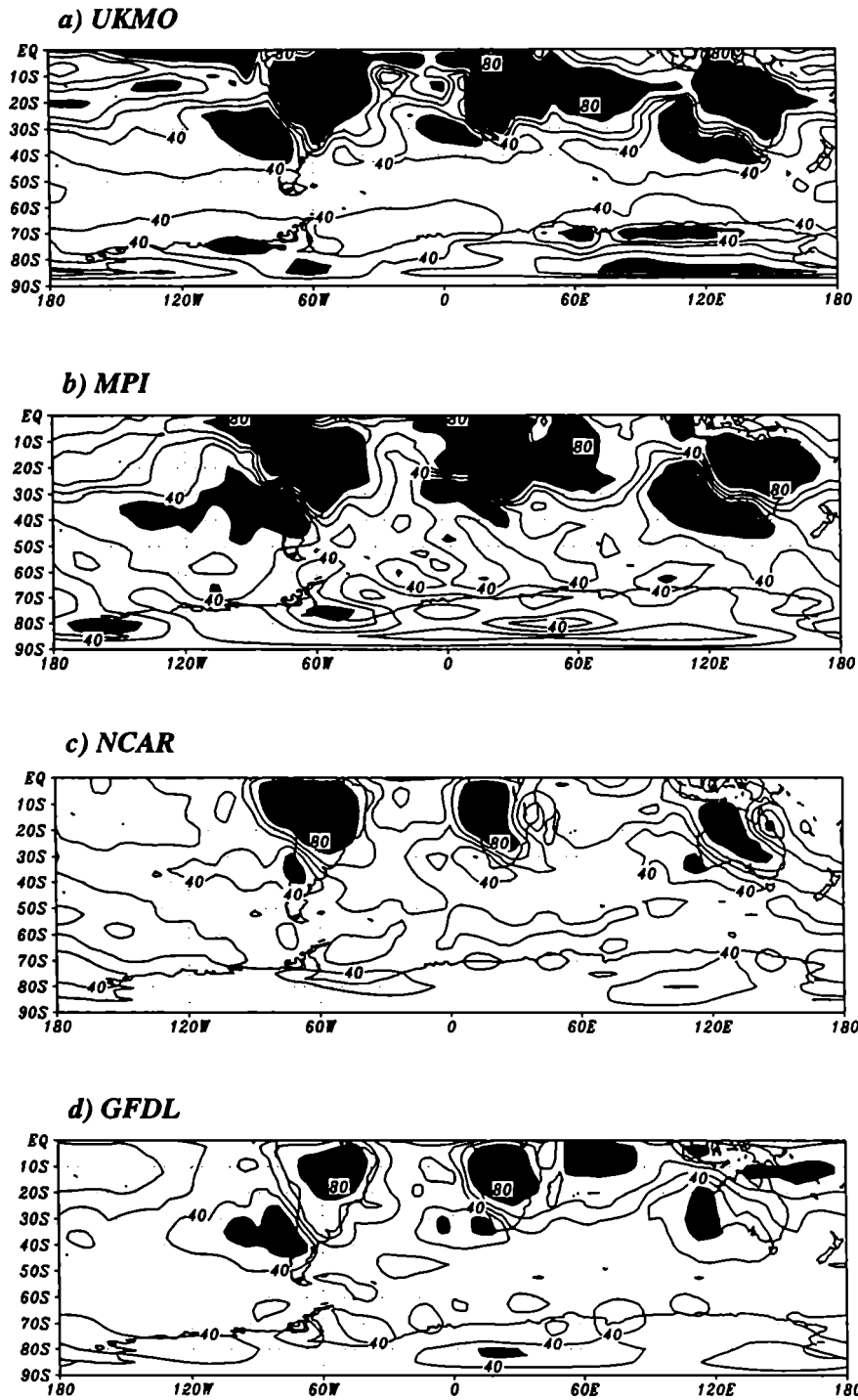
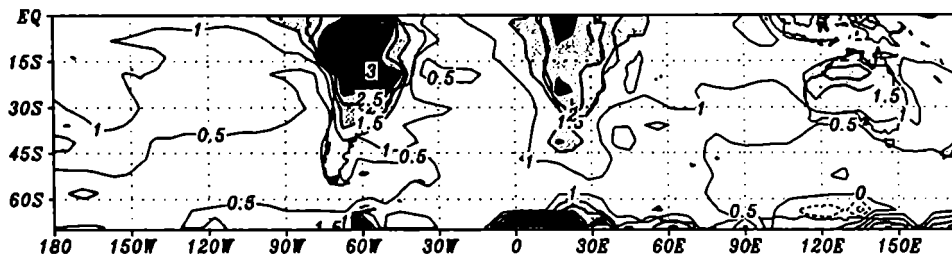
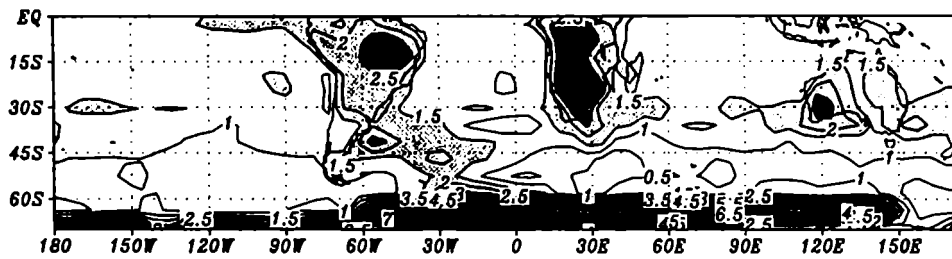


Figura 5.5: Estacionalidad de la precipitación (expresada como porcentaje de la precipitación de DEF respecto al total de DEF más JJA): a) Modelo UKMO, b) Modelo MPI, c) Modelo NCAR, y d) Modelo GFDL.

a) Anomalía de Temperatura, JJA, UKMO



b) MPI



c) LMDZ/CIMA

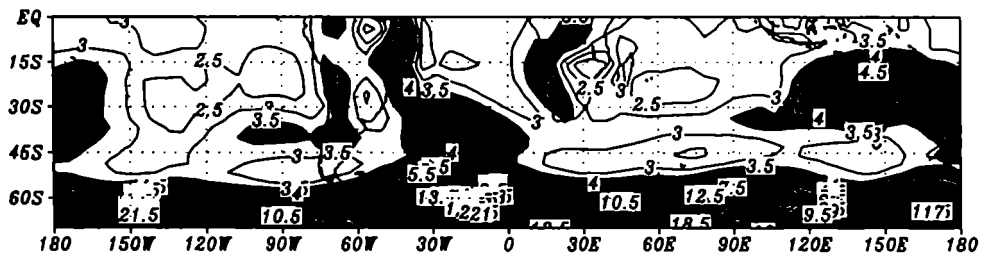


Figura 5.6: Anomalía de la temperatura del aire en superficie (cada 0.5°C) para JJA: a) Modelo UKMO, b) Modelo MPI, y c) Modelo LMDZ/CIMA. Para a) y b) se sombrearon en gris claro los valores superiores a 1.5°C y en gris oscuro los valores superiores a 2.5°C. Para c) se grisaron las anomalías superiores a 3.5°C.

5.5 Referencias del capítulo V

- Boer, G. J., K. Arpe, M. Blackburn, M. Déqué, W. L. Gates, T. L. Hart, H. Le Treut, E. Roeckner, D. A. Sheinin, I. Simmonds, R. N. B. Smith, T. Tokioka, R. T. Wetherald and D. Williamson, 1992: Some results from an intercomparison of the climates simulated by 14 atmospheric general circulation models. *J. of Geophys. Res.*, **97**, 12771-12786.
- Carril, A. F., C. G. Menéndez and M. N. Nuñez, 1997: Climate Change Scenarios over the South American Region: An Intercomparison of Coupled General Atmosphere-Ocean Circulation Models. *Int. J. of Clim.*, **17** (15), 1613-1633.
- Cubasch, U., K. Hasselmann, H. Hock, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B. D. Santer and R. Sausen, 1992: Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model. *Clim. Dyn.*, **8**, 55-69.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962-1970.
- IPCC, 1990: Climate Change, The IPCC Scientific Assessment. J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums (Eds.), Cambridge University Press, 365pp.
- IPCC, 1995: Climate Change 1995. The Science of Climate Change. *Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. WMO/UNEP. J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell (Eds.). Cambridge University Press, 572pp.
- Jenne, R., H. Crutcher, H. van Loon and J. Taljaard, 1974: A selected climatology of the Southern Hemisphere: computes methods and data availability. *NCAR-TN/STR-92*, 44-49.
- Legates, D. R. and C. J. Willmott, 1990a: Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected global precipitation. *Int. J. of Clim.*, **10**, 111-127.
- Legates, D. R. and C. J. Willmott, 1990b: Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature. *Theor. Appl. Climatol.*, **41**, 11-21.
- Le Treut, H., Z. X. Li and M. Forchon, 1994: Sensitivity of the LMD general circulation model to greenhouse forcing associated with two different cloud water parameterizations. *J. of Climate*, **7**, 1827-1841.
- Mahfouf, J. F., D. Cariolle, J. F. Royer, J. F. Geleyn and B. Timbal, 1994: Response of the

Météo-France climate model to changes in CO₂ and sea surface temperature. *Clim. Dyn.*, **9**, 345-362.

Manabe, S., R. J. Stouffer, M. J., Spelman and K. Bryan, 1991: Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part 1: Annual mean response. *J. of Climate*, **4**, 785-818.

Murphy, J. M., 1995: Transient response of the Hadley Centre coupled ocean-atmosphere model to increasing carbon dioxide. Part I: Control climate and flux correction. *J. of Climate*, **8**, 496-514.

Timbal, B., J. F. Mahfouf, J. F. Royer and D. Cariolle, 1995: Sensitivity to prescribed changes in sea surface temperature and sea ice in doubled carbon dioxide experiments. *Clim. Dyn.*, **12**, 1-20.

Washington, W. M. and G. A. Meehl, 1989: Climate sensitivity due to increased CO₂: experiments with a coupled atmosphere and ocean GCM. *Climate Dyn.*, **4**, 1-38.

Whetton, P. H., Joubert, A. M. and Labraga, J. C. 1997: Sensitivity of regional climate change simulations to the representation of oceanic processes at high latitudes in the Southern Hemisphere. Fifth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Pretoria, Sudáfrica.

Willmott, C. J. and D. R. Legates, 1993: A comparison of GCM-simulated and observed mean January and July surface air temperature. *J. of Climate*, **6**, 274-291.

CAPITULO VI

Experimento de sensibilidad climática al gradiente meridional de las temperaturas de la superficie del mar

Con el fin de estudiar la influencia sobre la circulación atmosférica, de una componente aislada del calentamiento global, en este capítulo se presenta un experimento de sensibilidad climática al aumento de temperatura de la superficie del mar sobre la región extratropical.

6.1 Algunos resultados observacionales

Numerosos estudios observacionales han comenzado a detectar las señales del cambio climático sobre el Hemisferio Sur. La mayor evidencia de que este cambio estaría en marcha, fue presentada por Gibson (1992), quien mostró que la posición media zonal del jet subtropical del Hemisferio Sur ha sufrido un desplazamiento de aproximadamente 3° de latitud hacia el sur, durante el período 1976-1991 (a razón de 0.18° de latitud por año).

Entre los resultados más relevantes, surgidos a partir del análisis de series de datos sobre el sector sudamericano, se pueden enumerar los siguientes trabajos. Hoffmann et al. (1987) mostraron que en lo que va del siglo, las isoyetas en la argentina se desplazaron 200 km hacia el oeste. Estos resultados concuerdan con los trabajos de Vargas (1987) y de Krepper et al. (1989), quienes documentaron el incremento de la precipitación anual en el noroeste bonaerense y el incremento de la precipitación al sudoeste de la región pampeana, respectivamente. Castañeda y Barros (1994) observaron que, en gran parte del territorio argentino, las máximas tendencias positivas en la precipitación se registraron a partir de la década del 60. Asimismo,

Barros et al. (1996) mostraron que dichas tendencias sobre la Argentina subtropical están principalmente relacionadas con cambios en la temperatura media subtropical y con las diferentes tendencias de la temperatura hemisférica por bandas de latitud: si bien el calentamiento hemisférico favorece la precipitación debido al incremento de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, las tendencias positivas de la precipitación sobre el este de la Argentina y sobre Uruguay (así como las tendencias negativas sobre Paraguay) estarían asociadas a la disminución de la intensidad del gradiente meridional hemisférico de temperatura entre latitudes subtropicales y polares y al desplazamiento del jet subtropical hacia el sur. El gradiente meridional de temperatura media hemisférica entre los subtrópicos y latitudes altas, habría disminuido 1.5°C en la década del 60, momento desde el cual se habría mantenido constante debido al similar aumento de las temperaturas por banda de latitud. Duarte (1993) por su parte, a partir del análisis de series de datos correspondientes al período 1965-1982, observó que la estructura térmica de la troposfera sobre Buenos Aires se ha tomado más tropical. Barros y Scasso (1994) observaron una tendencia positiva en los campos de presión en 45°S , consistente con el desplazamiento hacia el polo de los oestes en la Patagonia. Camilloni (1995) observó que los anticiclones subtropicales sobre el sector sudamericano se desplazaron hacia el polo durante la década del 70. Para el período 1981-1990, Hoffmann et al. (1997) observaron un calentamiento mayor que 1°C en las temperaturas medias, máximas y mínimas sobre la Patagonia (al este de los Andes y al sur de 40°S); mientras que al norte de dicha latitud, la media no mostró cambios significativos, aunque aumentaron las temperaturas mínimas y disminuyeron las temperaturas máximas, conjuntamente con el aumento de la precipitación. Asimismo, Rosenblüth et al. (1997) señalaron que en lo que va del siglo, la temperatura media del Hemisferio Sur se incrementó en aproximadamente 0.4°C .

Existe poca evidencia empírica sobre la confiabilidad de los modelos para predecir el efecto del incremento de los gases invernadero en la atmósfera. Las primeras herramientas utilizadas para este tipo de estudios, fueron los modelos unidimensionales. Dichos modelos, que pronostican el perfil vertical de la temperatura media global en función de la concentración del CO_2 atmosférico, reconstruyen exitosamente los perfiles térmicos observados desde la época preindustrial hasta nuestros días. En particular, Manabe y Wetherald (1967) mostraron que bajo condiciones de duplicación de CO_2 , estos modelos predicen un incremento 2°C en la temperatura media de superficie (bajo

condiciones de humedad relativa constantes), y un fuerte enfriamiento estratosférico. Los modelos tridimensionales confirman la tendencia al calentamiento señalada por Manabe, y permiten observar la particular distribución geográfica del calentamiento esperado: los mayores cambios se darían en latitudes altas, reduciendo el gradiente térmico meridional entre el ecuador y el polo. Una buena reseña sobre el avance de la predicción climática durante los últimos años, puede ser leída en los informes del IPCC (1990, 1995). De tales informes se desprende que, si bien las variaciones longitudinales de las predicciones son fuertemente dependientes del modelo utilizado, el estado medio esperado para el momento de la duplicación del CO₂ atmosférico se basaría en las siguientes características:

- Fuertes calentamientos en superficie sobre latitudes altas, seguidos del debilitamiento de la baroclinicidad en latitudes medias
- El calentamiento de la alta troposfera tropical y la intensificación del gradiente meridional de temperatura en altura
- El incremento global del contenido de vapor de agua en la atmósfera, debido a la mayor evaporación sobre los océanos tropicales y al aumento de la presión de saturación del vapor, por el aumento de la temperatura media global
- El desplazamiento de las zonas climáticas hacia los polos

Muy poco se ha avanzado en el estudio numérico de las respuestas del clima en escala regional y particularmente sobre el sector sudamericano (ver por ejemplo Carril et al., 1997; Labraga, 1997a y 1997b; Nuñez, 1990). El principal obstáculo para llevar a cabo este tipo de estudios es la escasa convergencia de la respuesta de los modelos en cuanto a la regionalización de sus respuestas (IPCC, 1998). No obstante, los modelos coinciden en predecir, el debilitamiento de la circulación regional, la disminución de la inestabilidad baroclínica y la migración hacia el sur de los cinturones de alta y baja presión. Asimismo, señalan un particular calentamiento en la zona semiárida del NO argentino (región asociada a la baja térmica continental), conjuntamente con la disminución de la precipitación y la extensión de su dominio geográfico en verano.

También destacan el incremento de la precipitación en la ZCIT, ZCAS, y sobre la región subpolar en invierno.

La idea de este capítulo es estudiar el efecto sobre la circulación atmosférica, del debilitamiento del gradiente meridional de temperatura en latitudes extratropicales (solo una de las componentes del cambio climático). Son muchos los trabajos realizados con MCG y MCGA, tendientes al estudio de la respuesta de la circulación atmosférica ante anomalías reales o idealizadas en las TSM. No obstante, si bien se puede esperar que la respuesta del sistema climático ante determinados forzantes externos esté relacionada con la ubicación, amplitud y escala temporal de dicho forzante (debido a la poca memoria del sistema climático por los campos iniciales), las interacciones entre los términos no lineales pueden producir oscilaciones internas en diferentes escalas temporales, no relacionados a las condiciones forzantes del borde inferior del modelo (ver por ejemplo Manabe y Hahn, 1981; Lau, 1981, 1985). Asimismo, las anomalías internas pueden interactuar con el océano, induciendo una nueva variabilidad. Recientes estudios sugieren que la variabilidad en latitudes medias es el resultado de la respuesta oceánica a flujos de calor anómalos inducidos por modos internos de variabilidad atmosférica (Delworth, 1996). Bajo este punto de vista, la variabilidad interna de la atmósfera podría jugar un rol sustancial en los procesos de interacción atmosférico-oceánicos, aunque la unión de ambos mecanismos podría particularmente fortalecer las señales. La ventaja del uso de modelos no acoplados para este tipo de estudios, es que los mismos permiten estudiar los mecanismos relevantes al sistema climático, en forma más aislada. No obstante, las señales siempre van a ser confusas, puesto que más allá de la presencia o no de forzantes anómalos externos, son muchos los mecanismos que podrían contribuir a las fluctuaciones atmosféricas en su gran espectro de frecuencias. En particular, numerosos estudios llevados a cabo con MCG no acoplados, indican que la respuesta de la circulación atmosférica ante cambios impuestos en las TSM depende fuertemente de la latitud en la que se ubique el forzante. Los modelos atmosféricos son altamente sensibles a las anomalías impuestas en las TSM tropical, pero cuando las anomalías son prescritas en latitudes extratropicales, tienden a reproducir respuestas más débiles y hasta a perder la linealidad en relación con la polaridad de las mismas (la señal atmosférica no presenta una reversión directa de su signo ante la reversión del signo del forzante; ver por ejemplo Kharin, 1995; Latif y Barnett, 1994; Ferranti et al., 1994; Kushnir y Lau, 1992; Kushnir y Held, 1996). Estos resultados reflejan, el aun

bajo nivel de conocimiento en cuanto a la naturaleza de las interacciones atmosférico-oceánicas sobre latitudes medias.

6.2 Características del experimento realizado

Un prerequisite para estimar adecuadamente los cambios del clima bajo condiciones impuestas por forzantes externos, es la correcta representación del clima actual. En tal sentido, en los capítulos previos se trabajó en la puesta a punto del modelo LMDZ/CIMA para la simulación de la climatología del Hemisferio Sur, validándolo a través de diagnósticos que permitieron analizar la representación de los campos medios y sus variabilidades. No obstante, que el modelo sea capaz de representar correctamente la climatología actual, no garantiza que seguirá siendo confiable para representar otro estado climático posible. En general, la confiabilidad de los modelos se evalúa de acuerdo al consenso obtenido a partir de las predicciones realizadas por numerosos modelos. En particular, y de acuerdo a los resultados presentados en el capítulo anterior, el modelo LMDZ/CIMA evoluciona en el mismo sentido que las simulaciones numéricas de otros modelos, aceptados por consenso como confiables para la predicción de los estados climáticos futuros. Esto significaría que el modelo representa adecuadamente las interacciones relevantes a la variabilidad del sistema a largo plazo. Aceptado este punto, en el presente capítulo se utiliza al modelo LMDZ/CIMA para estudiar la respuesta de la circulación atmosférica ante anomalías extratropicales en las TSM.

A continuación se presenta la experiencia de sensibilidad climática “A964911”, diseñada con el objetivo de estudiar el impacto de las TSM extratropicales como forzantes de la circulación atmosférica. Dicho experimento fue integrado en el supercomputador FUJITSU, durante la estadía de la tesista en el LMD (París). Como se observa en la tabla 6.1, se trata de una experiencia en mediana resolución con zoom, forzada por la adición de los campos climatológicos de temperaturas de la superficie del mar y con una anomalía no lineal. Como se observa en la figura 6.1, el campo anómalo de TSM es longitudinalmente simétrico: vale cero entre el polo norte y 30°S, mientras que al sur de 30°S responde a una función monótona creciente, que alcanza los 8°C sobre el polo sur. La elección de este tipo de curva para la anomalía extratropical, se

basa en que el calentamiento esperado según la predicción de los modelos acoplados, responde a una función no lineal y creciente con la latitud (IPCC, 1995). La diferencia básica entre la curva de calentamiento teórica y la utilizada como forzante para este experimento, es la influencia del océano tropical. La anomalía impuesta en este caso, se concentra exclusivamente al sur de 30°S. De este modo se busca aislar la respuesta de la circulación atmosférica de los efectos inducidos por el calentamiento global en los trópicos, analizando particularmente la influencia del gradiente anómalo de las TSM (una componente aislada del calentamiento global). Como condiciones iniciales del sistema de ecuaciones se utilizaron los análisis del ECMWF correspondientes al día 1 de julio de 1988 a las 12 horas. El modelo fue integrado por un período de 10 años y los resultados de las integraciones fueron comparados con el experimento de control “Z964911” (descrito en el capítulo 4).

6.3 Análisis de los resultados

El análisis de los campos integrados bajo condiciones anómalas en la TSM extratropical se realiza para JJA. En invierno la respuesta de los modelos es más confiable (ver por ejemplo Carril et al., 1997). Otros elementos que fortalecen la decisión de evaluar los resultados para el trimestre JJA son: i) la teoría de que tanto los mayores calentamientos, como los mayores cambios en los gradientes de la TSM se esperan en latitudes altas en invierno; y ii) que el mejor rendimiento de la experiencia de control, también se obtuvo durante el invierno (resultados presentados en capítulos previos).

La figura 6.2 presenta a la componente zonal del viento. Como se observa en la figura, al perturbar las TSM extratropicales se produce un notorio debilitamiento del jet subpolar (debilitamiento centrado en aproximadamente 50°S), el cual se torna más barotrópico (se debilita más en niveles altos que en niveles bajos). La disminución de los oestes con la altura en respuesta a la disminución del contraste térmico meridional, está de acuerdo con la relación del viento térmico. Se destaca que el debilitamiento del jet subpolar es notorio sobre los océanos del sur, a excepción del océano Atlántico, donde resulta levemente fortalecido. En general el Atlántico Sur presenta un

comportamiento diferenciado del resto de los océanos (Labraga, 1997a y 1997b; Mitchell, 1989). Asimismo, algún otro mecanismo está actuando a favor de fortalecer levemente a la rama subtropical del jet (en aproximadamente 30°S). El jet subtropical resulta levemente fortalecido entre Africa, Australia y el Pacífico central. De este modo, se observa que la circulación atmosférica responde al forzante anómalo impuesto en latitudes extratropicales, con un aparente desplazamiento del jet hacia el norte (como en resultados previos de otros autores, al realizar experimentos de remoción de hielo marino; ver por ejemplo, Menéndez et al., 1998). Vale la pena aclarar que se obviaron consideraciones acerca del incremento de los oestes al sur de 70°S, dado que este cambio no es más que el resultado del fuerte gradiente térmico meridional inducido por el contraste entre las elevadas TSM impuestas (que acaban por superar los 0°C) y el límite de los hielos. Las elevadas temperaturas en latitudes medias fortalecerían a la celda de latitudes altas, y consecuentemente al transporte de cantidad de movimiento. No obstante se requeriría de experimentos acoplados mar-atmósfera-hielo para evaluar el potencial efecto del ajuste de estos gradientes.

Los cambios observados en la energía cinética asociada al jet (figura 6.3), reflejan las consecuencias derivadas de la disminución de la baroclinicidad en latitudes altas (cuantificada en la figura 6.4 por la tasa de crecimiento de Eady). Como se observa en la figura 6.3, al disminuir el gradiente meridional extratropical de TSM, disminuye la energía cinética total en latitudes medias, debido a la disminución de la energía cinética del flujo medio y a la disminución de la energía de las perturbaciones transientes. Las variaciones en la energía cinética por las perturbaciones estacionarias son en el mismo sentido que las perturbaciones transientes en aproximadamente 40°S, pero en sentido opuesto más hacia el sur. Asimismo, las perturbaciones estacionarias parecen ser las principales contribuyentes a la intensificación del jet subtropical.

Tal como se observa en la figura 6.4 (paneles superiores), la tasa de crecimiento de Eady disminuyó sobre los océanos del sur. El debilitamiento del gradiente térmico meridional en latitudes extratropicales, provoca la disminución de la baroclinicidad en latitudes medias, excepto sobre el océano Atlántico, el que nuevamente presenta un comportamiento diferenciado del resto. Asimismo, la inestabilidad se incrementa levemente sobre la región del dominio del jet subtropical (áreas no sombreadas en la figura 6.4b), y sobre los límites de los hielos, debido al mayor contraste térmico mar-

hielo. Pero al modificar la TSM extratropical no solo disminuye la baroclinicidad del flujo medio, sino que también disminuye el término de conversión baroclínica. En particular, en latitudes medias (por ejemplo en 45°S) donde el valor típico medio zonal de la conversión baroclínica simulada por el experimento de control es de aproximadamente 30 m²/s²/día, se produce un debilitamiento del orden de los 4 m²/s²/día (es decir, superior al 10%). La disminución de la baroclinicidad sobre esta región y el debilitamiento del flujo de energía para el crecimiento de las perturbaciones, finalmente incidirían en la intensidad del jet, a través de las interacciones entre las perturbaciones y el flujo medio (tal como fuera discutido en el capítulo 3). Como se observa en la figura 6.5, se advierte la disminución de la actividad ciclónica extratropical asociada a las storm tracks (el debilitamiento de la variabilidad del viento medio meridional es superior al 10% en promedio zonal). En la figura 6.6 también se advierte el desplazamiento del jet hacia el norte, a partir del debilitamiento de la varianza de *u* sobre las latitudes centrales de ambas ramas del jet, y su incremento hacia el norte (la mayor variabilidad en latitudes altas está asociada a la intensificación de contraste hielo-mar inducido por la definición del experimento). Se destaca la estructura de las anomalías descritas, las cuales tienden a concentrarse por bandas de latitud. En particular, los signos opuestos alternados en los campos de anomalías de viento y de su varianza, sugieren el desplazamiento del jet y el debilitamiento de las storm tracks (como por ejemplo en Menéndez et al., 1998; Simmonds y Xu, 1993; Menéndez, 1994). Es notorio el debilitamiento del transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes (ver figura 6.7). El cambio de signo del campo anómalo al sur de 55°S (valores negativos (positivos) de la figura 6.7b se corresponden con valores positivos (negativos) de la figura 6.7a), es consistente con el debilitamiento general de este campo. Como resultado de la divergencia de cantidad de movimiento en latitudes extratropicales, se debilita la rama subpolar del jet al tiempo que se fortalece indirectamente la rama subtropical: las perturbaciones transportan menos cantidad de movimiento desde latitudes subtropicales a latitudes medias (recordar diagrama 4.1). Estos resultados también coinciden con los expuestos por otros autores (ver por ejemplo Menéndez et al., 1998, Sadourny, 1997). La figura 6.8 muestra el promedio zonal de la divergencia horizontal de los flujos de Eliassen Palm. Como se discutió oportunamente en el capítulo 3, los valores positivos (negativos) indican que las perturbaciones tienden a acelerar (desacelerar) barotrópicamente al flujo medio. Como se ilustra en la figura 6.8a y 6.8b, las perturbaciones contribuyen a acelerar al flujo medio en latitudes medias

del Hemisferio Sur, y a desacelerarlo en latitudes tropicales (sobre el Hemisferio Norte la influencia de las perturbaciones transientes es mucho menor). Al incrementar el gradiente meridional de la TSM en la región extratropical, las perturbaciones transientes pierden fuerza debido a la disminución de la baroclinicidad (como se mostró en las figuras 6.5 y 6.6), y este debilitamiento se refleja en la disminución del potencial de las perturbaciones para acelerar al flujo medio en los extratropicos. En latitudes más bajas, los cambios son poco significativos. Asimismo, no se presenta la componente baroclínica, pues su sensibilidad al experimento planteado es despreciable.

Como se desprende de lo hasta aquí descrito, los resultados de este experimento son coincidentes con estudios previos de otros autores, para experimentos de remoción del hielo marino en los alrededores del continente antártico; mientras que parecen no ser del todo coincidentes con los resultados de experimentos de sensibilidad al calentamiento global. La principal diferencia en el diseño de este experimento y un experimento de duplicación de CO₂ es el calentamiento del océano tropical. En este experimento se está estudiando la respuesta de la circulación atmosférica ante un gradiente meridional anómalo en las TSM extratropical, exclusivamente. Esto significa que se estarían despreciando al menos, los siguientes efectos que hacen al calentamiento global:

- El incremento de la evaporación sobre los océanos tropicales, y al mismo tiempo, el incremento de la humedad específica en latitudes medias (Hall et al., 1994). Dicha fuente extra de vapor, que emanaría de los océanos tropicales, podría ser una fuente energética determinante para el comportamiento de los sistemas extratropicales (por ejemplo, para el caso de la duplicación del CO₂ se esperaría la intensificación del patrón de las storm tracks, a pesar de la menor baroclinicidad en niveles bajos).
- Pfeffer (1981) mostró que el máximo gradiente de calentamiento en la atmósfera está en la región tropical, debido al calentamiento diferencial asociado a la circulación de Hadley. La liberación de calor latente en latitudes bajas, asociado a las zonas de convección profunda, también se vería intensificada bajo hipótesis de calentamiento global, y jugaría en favor de intensificar el gradiente meridional de temperatura en altura.

- Se puede pensar que la primera pauta del cambio global debe ser el calentamiento de la superficie. Pero dada la gran capacidad calorífica de los océanos, el calentamiento inicial debería sentirse sobre los océanos tropicales y la forma en la cual se produjera este calentamiento no tendría por qué ser uniforme, pudiendo generar diferentes gradientes longitudinales de temperatura anómala en superficie.
- Asimismo, en este experimento no se está considerando el rol de la circulación atmosférica extratropical como posible forzante de la circulación sobre los océanos, y su posterior interacción (Lau, 1997).

No obstante, nadie asegura que la circulación atmosférica responda ante el calentamiento global como una combinación lineal de los efectos inducidos por las anomalías del océano tropical y el océano extratropical (ver por ejemplo Kharin, 1995). Los efectos de la interacción trópico-extratropical pueden ser importantes. Sin embargo, a la hora de evaluar la contribución de cada proceso al cambio climático y sobre la base de los resultados obtenidos con este experimento, la combinación del incremento del vapor de agua en la atmósfera y la intensificación del gradiente meridional de temperatura en altura, parecerían ser de mayor relevancia al cambio global, que la modificación del gradiente meridional de temperatura de superficie.

6.4 Tablas y figuras del capítulo VI

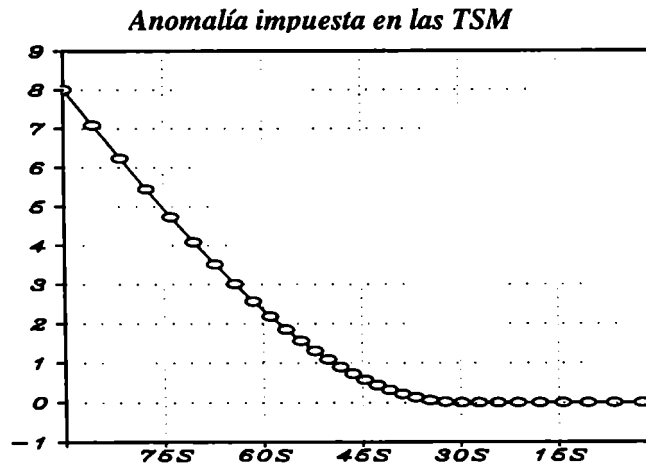


Figura 6.1: Perturbación impuesta en las temperaturas de la superficie del mar (en °C). Para latitudes extratropicales, la anomalía impuesta responde a la siguiente función:

$$TSM'(\varphi) = dTSM_0 * \{ 1 - \cos [(\varphi - 30^\circ) / (90^\circ - 30^\circ) * \pi/2] \}$$

donde el $dTSM_0$ inicial fue definido en 8°C

Experimento	Resolución (en puntos de retícula)	Tipo de Malla	TSM
Z964911 (Control)	96x49x11	Equiespaciada zonalmente + zoom meridional centrado en 45°S	Climatológica 1979-95 (período AMIP II)
A964911 (Sensibilidad climática)	96x49x11	Equiespaciada zonalmente + zoom meridional centrado en 45°S	Anomalía impuesta en las TSM extratropicales

Tabla 6.1: Características de la experiencia de sensibilidad climática y del control.

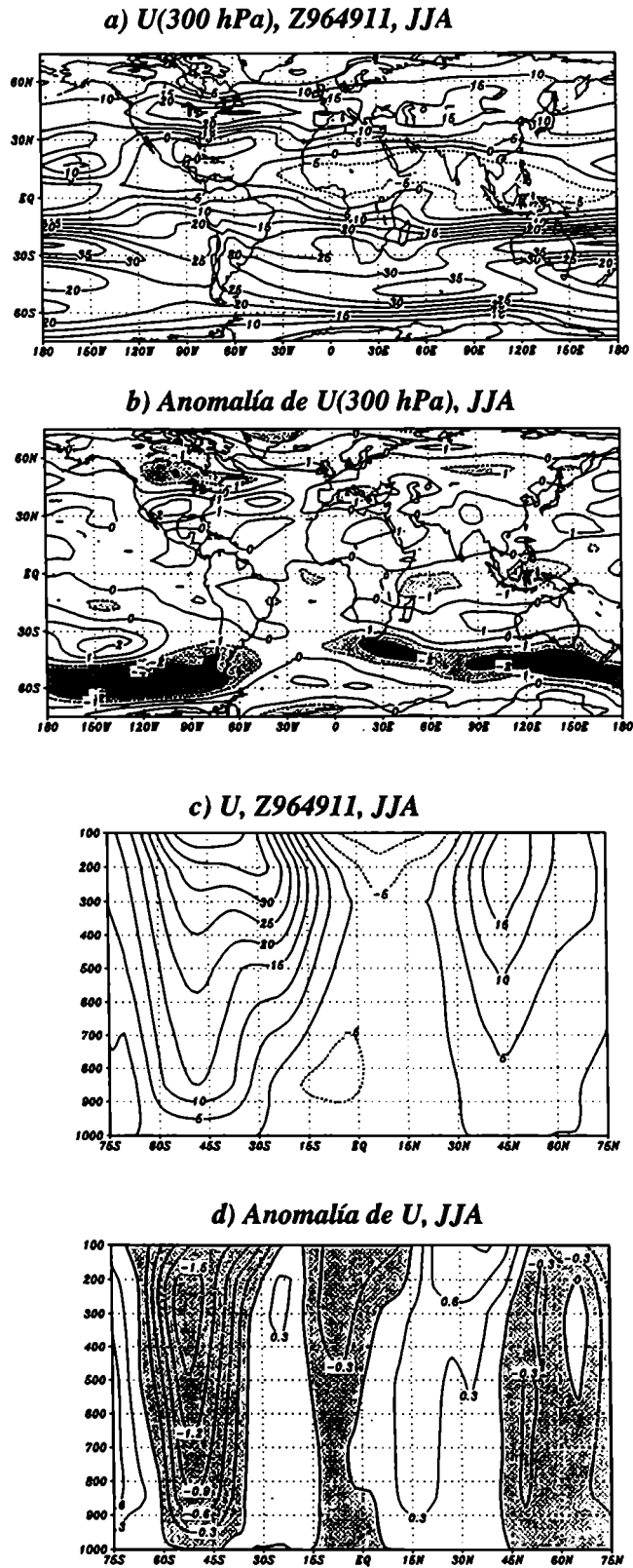


Figura 6.2: La componente zonal del viento, para JJA. Los paneles superiores presentan el campo de movimiento en 300 hPa: a) experiencia de control y b) anomalía simulada. Los paneles inferiores muestran el campo promediado zonalmente: c) experimento de control y d) anomalía simulada. En a) y c) las isolíneas se dibujaron cada 5 m/s, en b) cada 1 m/s, y en d) cada 0.3 m/s. En los mapas de diferencias, las regiones sombreadas representan los valores negativos.

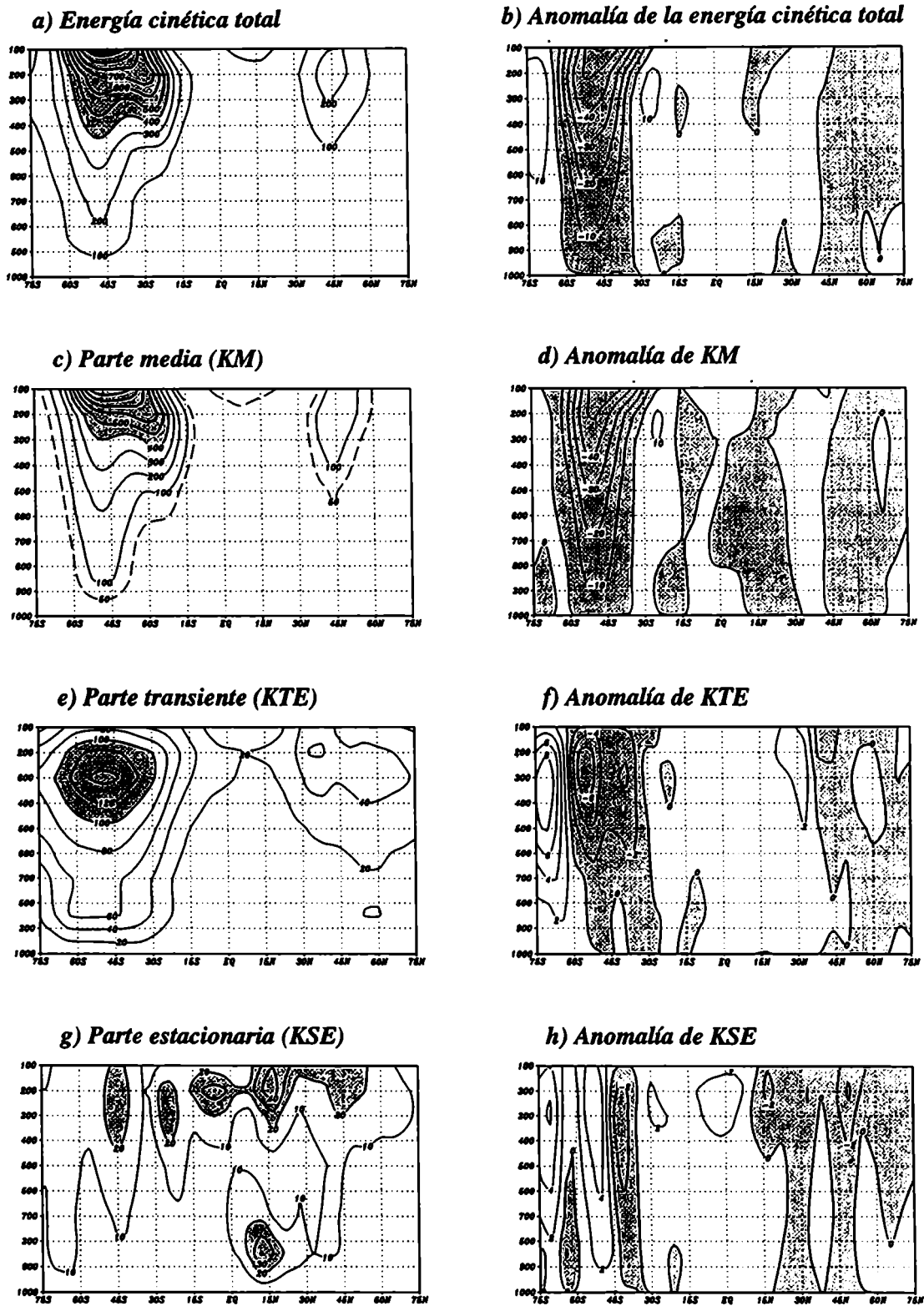
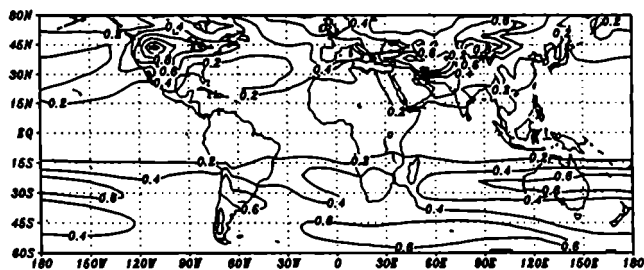
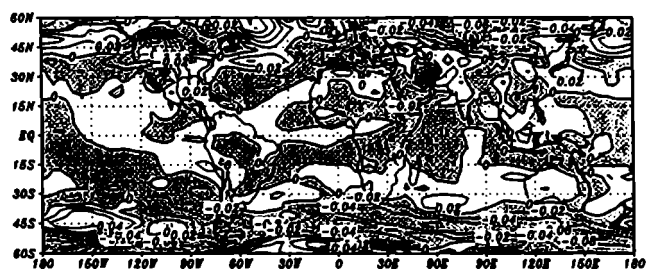


Figura 6.3: La energía cinética total a) experiencia control (cada $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$) y b) anomalía (cada $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$); la energía cinética media c) experiencia control (cada $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$) y d) anomalía (cada $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$); la energía cinética transiente e) experiencia control (cada $20 \text{ m}^2/\text{s}^2$) y f) anomalía (cada $2 \text{ m}^2/\text{s}^2$); y energía cinética estacionaria g) experiencia control (cada $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$) y h) anomalía (cada $2 \text{ m}^2/\text{s}^2$). En la columna derecha, las regiones sombreadas señalan valores mayores que cero. En la columna izquierda, las regiones sombreadas indican valores superiores a 400, 400, 100 y $20 \text{ m}^2/\text{s}^2$ respectivamente.

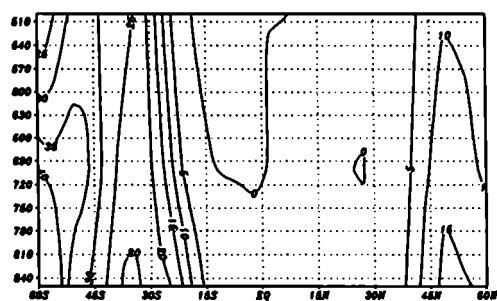
a) Inestabilidad del flujo medio



b) Anomalía simulada



c) Conversión baroclínica

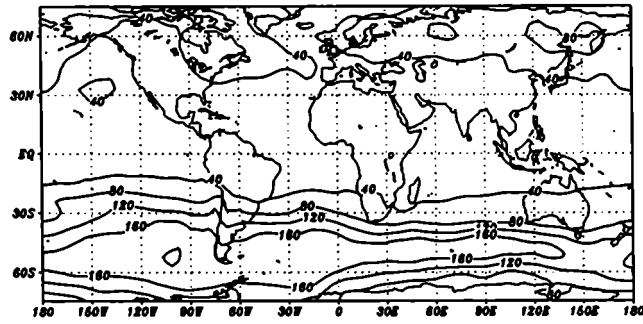


d) Anomalía simulada

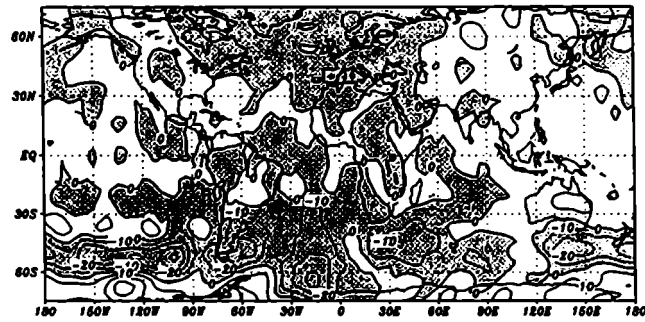


Figura 6.4: Tasa de crecimiento de Eady a) control (isolíneas cada 0.1/día) y b) anomalía (cada 0.02/día). Término de conversión baroclínica promediado zonalmente c) control (isolíneas cada 5 $m^2/s^2/día$) y d) anomalía simulada ($2 m^2/s^2/día$). Para b) y d) se sombrearon las regiones de valores negativos.

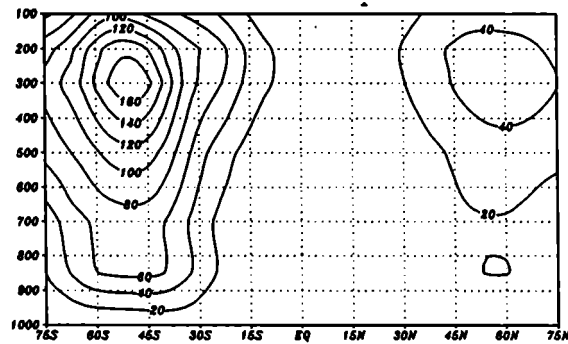
a) Experimento control, v^2



b) Anomalía de v^2



c) Varianza de v



d) Anomalía de simulada

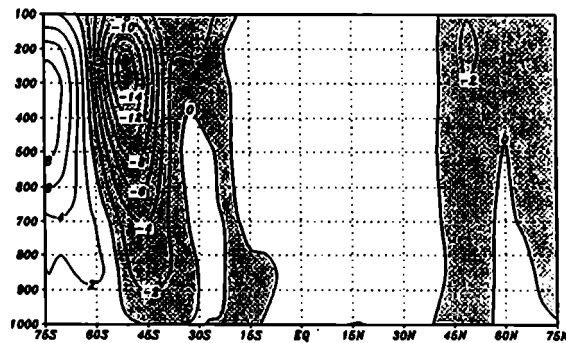
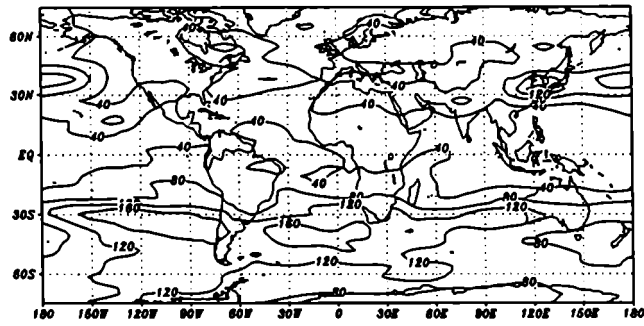
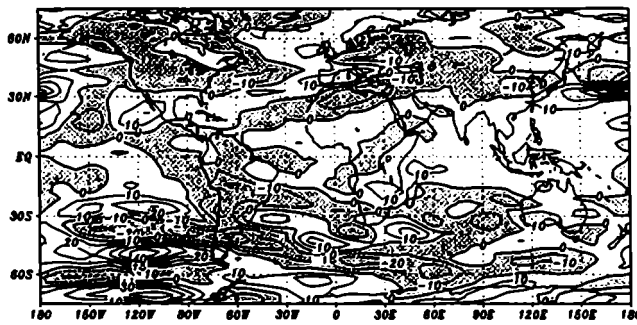


Figura 6.5: Variabilidad de la componente meridional del viento en 300 hPa a) control (cada $40 \text{ m}^2/\text{s}^2$), y b) anomalía (cada $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$). La variabilidad de v en promedio zonal c) control (cada $20 \text{ m}^2/\text{s}^2$) y d) anomalía (cada $1 \text{ m}^2/\text{s}^2$).

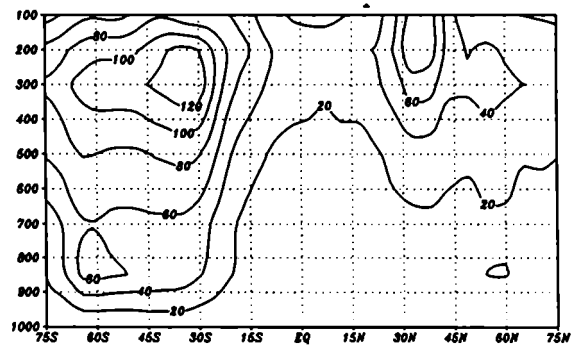
a) Experimento control, u^2



b) Anomalía de u^2



c) Varianza de u



d) Anomalía simulada

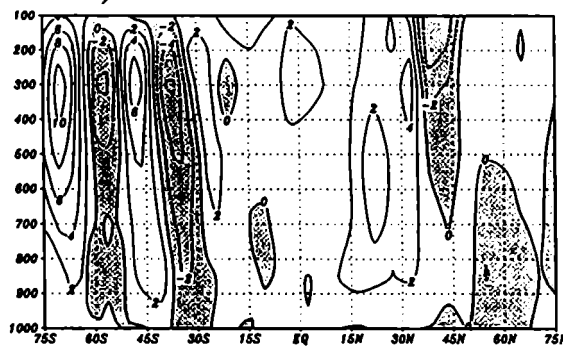
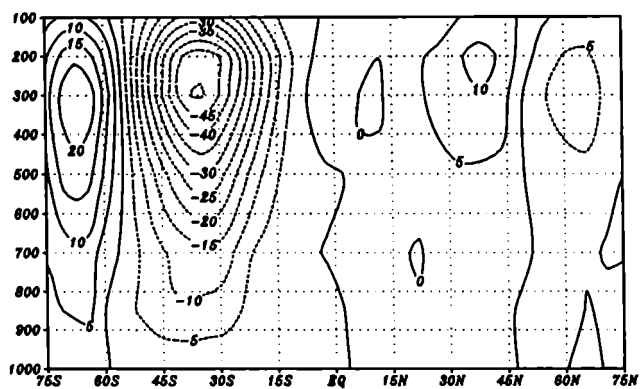


Figura 6.6: Idem de 6.5 para la componente zonal del viento.

a) Transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes



b) Anomalia simulada

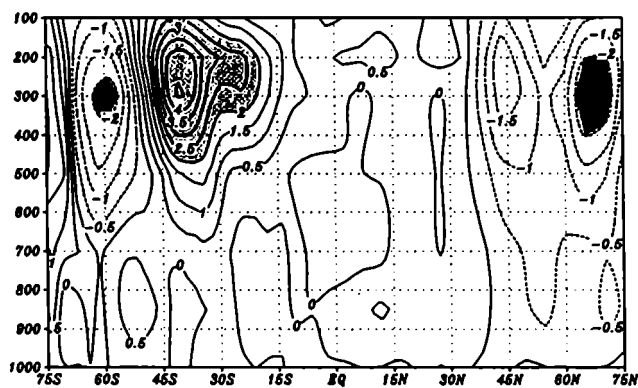
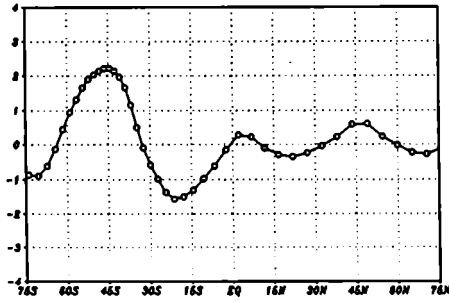
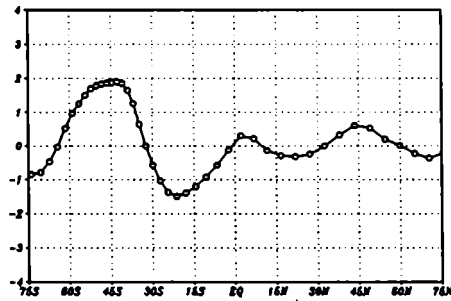


Figura 6.7: Promedio zonal del transporte de cantidad de movimiento por las perturbaciones transientes: a) experimento control (cada $5 \text{ m}^2/\text{s}^2$) y b) anomalía simulada (cada $0.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$). Las regiones sombreadas destacan las anomalías superiores a $2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (en valor absoluto).

**a) Divergencia del vector E_u ,
Experimento control**



b) Experimento de sensibilidad



c) Anomalía simulada



Figura 6.8: Divergencia del vector E_u en promedio zonal. a) Experimento de control, b) experimento de sensibilidad y c) diferencia entre ambos experimentos.

6.5 Referencias del capítulo VI

- Barros, V. R. and L. M. Scasso: 1994: Surface pressure and temperature anomalies in Argentina in connection with the Southern Oscillation. *Atmósfera*, **7**, 159-171.
- Barros, V. R., M. E. Castañeda y M. E. Doyle, 1996: Recent precipitation trends in southern south America to the east of the Andes: and indication of a mode of climatic variability. In Greenhouse Gas Emissions under Developing Countries Point of View, R. Luiz Pinguelli and M. A. Dos Santos (Eds.), 41-67.
- Camilloni, I, 1995: La influencia de la isla urbana de calor en las tendencias seculares de la temperatura media anual en la Argentina subtropical. *Tesis Doctoral de la Universidad de Buenos Aires*.
- Castañeda, M. E. y V. Barros, 1994: Las tendencias de la precipitación en el cono sur de América al este de los Andes. *Meteorologica*, **19** (1), 23-32.
- Carril, A. F., C. G. Menéndez and M. Nuñez, 1997: Climate change scenarios over the South American region: an intercomparison of coupled general atmosphere-ocean circulation models. *Int. J. of Clim.*, **17**, 1613-1633.
- Delworth, T. L., 1996: North Atlantic interannual variability in a coupled ocean-atmosphere model. *J. of Climate*, **9**, 2356-2375.
- Duarte, M. L., 1993: Temporal variations of the vertical profile of temperatures of Argentina. *Int. J. of Climat.*, **13**, 437-445.
- Ferranti, L., F. Molteni and T. N. Palmer, 1994: Impact of localized tropical and extratropical SST anomalies in ensembles of seasonal GCM integrations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1613-1645.
- Gibson, T. T., 1992: An observed poleward shift of the southern hemisphere subtropical wind maximum – A greenhouse symptom ?. *Inter. J. of Clim.*, **12**, 637-640.
- Hall, N. M., B. J. Hoskins, P. J. Valdes and C. A. Senior, 1994: Storm tracks in a high-resolution GCM with doubled carbon dioxide. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **120**, 1209-1230.
- Hoffmann, J. A. J., S. E. Nuñez and W. M. Vargas, 1997: Temperature, humidity and precipitation variations in Argentina and the adjacent sub-antarctic region during the present century. *Meteorol. Zeitschrift*, **6**, 3-13.
- Hoffmann, J. A. J., S. Nuñez y A. Gomez, 1987: Fluctuaciones de la precipitación en la

- argentina, en lo que va del siglo. Anales del II Congreso Interamericano de Meteorología. V Congreso Argentino de Meteorología, Buenos Aires, Argentina.
- IPCC, 1990: Climate Change, *The IPCC Scientific Assessment*. J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums (Eds.), Cambridge University Press, 365pp.
- IPCC, 1995: Climate Change 1995. The Science of Climate Change. *Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg and K. Maskell (Eds.). Cambridge University Press, 572pp.
- IPCC, 1998: The regional impacts of Climate Change. *An assessment of vulnerability. A special report of IPCC Working Group II*. R. T. Watson, M. C. Zinyowera, R. H. Moss and D. J. Dokken (Eds.). Cambridge University Press.
- Kharin, V. V., 1995: The relationship between sea surface temperature anomalies and atmospheric circulation in GCM experiments. *Climate Dynamics*, **11**, 359-375.
- Krepper, C. M., B. V. Scian and J. O. Pierini, 1989: Time and space variability of rainfall in central-east Argentina. *J. of Climate*, **2**, 39-47.
- Kushir, Y. and N. C. Lau, 1992: The general circulation model response to a North Pacific SST anomaly: Dependence on time scale and pattern polarity. *J. of Climate*, **5**, 271-283.
- Kushir, Y. and I. M. Held: 1996: On the equilibrium response to North Atlantic SST anomalies. *J. of Climate*, **9**, 1208-1220.
- Labraga, J. C., 1997a: The climate change in South America due to a doubling in the CO₂ concentration: intercomparison of general circulation model equilibrium experiments. *Int. J. of Clim.*, **17**, 377-398.
- Labraga, J. C., 1997b: A comparison of the climate response to increased carbon dioxide simulated by general circulation models with mixed-layer and dynamic ocean representations in the region of South America. *Int. J. of Clim.*, **17**, 1635-1650.
- Latif, M., and T. P. Barnett, 1994: Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, **266**, 634-637.
- Lau, N. C., 1981: A diagnostic study of recurrent meteorological anomalies appearing in a 15-year simulation with GFDL general circulation model. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2287-2311.
- Lau, N. C., 1985: Modeling the seasonal dependence of the atmospheric response to observed El Niños in 1962-76. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1970-1996.

- Lau, N. C., 1997: Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation. *Bull. of the Amer. Met. Soc.*, **78**, 21-32.
- Manabe, S. and R. T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. of Atmos. Sci.*, **24**, 241-259.
- Manabe, S. and D. G. Hahn, 1981: Simulation of atmospheric variability. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2260-2286.
- Menéndez, C. G., V. Serafini y H. Le Treut, 1998: The effect of the sea-ice on the transient eddies of the Southern Hemisphere. *Climate Dynamics*. Trabajo enviado.
- Menéndez, C. G., 1994: Impacto del hielo marino sobre dos ciclones subantárticos. *Meteorologica*, **19**, 43-51.
- Mitchell, J. F. B., 1989: The greenhouse effect and climate change. *Rev. Geophys.*, **27**, 115-139.
- Nuñez, M.N., 1990: Cambio climático en Sudamérica. Uso de modelos de circulación general. *Geofísica*, México, **32**, 47-64.
- Pfeffer, R. L., 1981: Wave-mean flow interactions in the atmosphere. *J. of Atmos. Sci.*, **38**, 1340-1359.
- Rosenblüth, B. H., H. Fuenzalida-Ponce, and P. Aceituno, 1997: Recent temperature variations in southern South America. *Int. J. of Clim.*, **17**, 1-17.
- Simmonds, I. and X. Wu, 1993: Cyclone behavior response to changes in winter Southern Hemisphere sea-ice concentration. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **119**, 1121-1148.
- Sadourny, R., 1997: Dynamique de l'atmosphère et de l'océan. Cours à Ecole Polytechnique, Chap. VIII, 17-23.
- Vargas, W. M., 1987: El clima y sus impactos. Implicancias en las inundaciones del noroeste de Buenos Aires. *Boletín Informativo Techint*, **250**, Buenos Aires.

CAPITULO VII

Conclusiones Generales

En esta tesis se ha trabajado fundamentalmente en la **adaptación del modelo** de circulación general LMDZ/CIMA, para realizar estudios de sensibilidad climática sobre el Hemisferio Sur. En primera instancia, se colaboró en la instalación del modelo en las estaciones de trabajo disponibles, tarea que consistió en el traspaso de los códigos (originalmente desarrollados para supercomputadores) a las estaciones de trabajo del CIMA. A pesar que desde el punto de vista técnico, el trabajo de adaptación de un modelo desde un sistema a otro no es sencillo, este trabajo demuestra que es posible realizar estudios de sensibilidad climática con MCG, sin necesidad de contar con supercomputadores.

A fin de optimizar los campos simulados, se realizaron estudios de sensibilidad relacionados con el **coeficiente de intercambio turbulento para la cantidad de movimiento**, y al modo de distribución de los puntos horizontales del reticulado del modelo o **técnica del zoom meridional**.

Se comprobó que el ajuste del coeficiente C_d impacta en la representación de la vaguada circumpolar, incrementando significativamente la intensidad de los ciclones marinos de latitudes medias, aunque poco modifica a otras estructuras. La técnica del zoom meridional, en cambio, mejora significativamente la representación de los campos dinámicos, por su particular sensibilidad a la resolución horizontal. En este punto se alcanzó un segundo objetivo: por primera vez en un laboratorio Argentino, comenzaron a desarrollarse estudios de sensibilidad climática con el uso de un modelo de circulación general de la atmósfera. Al incorporar una herramienta de tal categoría a la labor cotidiana, se delimita un nuevo horizonte para el estudio de la climatología regional.

Asimismo, se destacó la necesidad de **profundizar en el análisis de los resultados obtenidos a través de la definición del zoom meridional**. Dado que la

correcta simulación del clima también involucra a la representación de los estadísticos climáticos, se profundizó la validación de campos como la energía cinética total, el transporte de calor y de cantidad de movimiento, y en la interacción entre las perturbaciones y el flujo medio. Asimismo, se validó la representación de la componente asimétrica del flujo medio.

Sobre la base de los resultados obtenidos a través de la implementación del zoom, se diseñaron una serie de experimentos de sensibilidad a la resolución horizontal, llevados a cabo con el modelo en su versión con zoom (Z) y sin zoom (R). A partir de este estudio se ha llegado a la conclusión de que: la introducción de un zoom en la región de los máximos gradientes de circulación favorece a la representación de los campos simulados a punto tal que, se observa la **convergencia del experimento Z(n) con el experimento R(n+1)**, donde n+1 indica una resolución horizontal mayor a la resolución n (cuando las resoluciones difieren en un factor 1.5).

Esto significa que la adecuada definición del zoom, permite realizar experimentos de sensibilidad climática con resultados comparables a los que se obtendrían mediante un experimento con resolución 1.5 veces mayor, sin necesidad de incrementar los costos computacionales del mismo. No obstante, el aumento de la resolución no garantiza el mejor funcionamiento de las parametrizaciones físicas.

A pesar del grado de avance computacional de nuestros días, y de los numerosos centros meteorológicos que realizan estudios climáticos con MCG en alta resolución, no son en vano los esfuerzos por **mejorar el modelado climático en baja resolución**. Este tipo de modelos son factiblemente integrados en estaciones de trabajo, lo cual **potencia radicalmente la masa crítica de científicos y estudiantes que pueden acceder a los mismos**. Asimismo, pueden integrarse en el contexto del diseño, rápido y económico, de potenciales experiencias de sensibilidad a realizar con los modelos más evolucionados. El potencial ahorro computacional propuesto a partir de la implementación de una malla con zoom, no solo atañe a las necesidades de los centros de investigación que cuentan con modestos recursos computacionales, sino que resulta un beneficio indiscutible a la hora del diseño de los experimentos

Finalmente, se utilizó el modelo (en su versión con zoom) **para realizar**

estudios de cambio climático sobre el Hemisferio Sur. En primera instancia, a través de evaluar el consenso entre las predicciones del MCG LMDZ/CIMA con las predicciones de otros modelos, se ha llegado a la conclusión de que el mismo es capaz de simular los procesos de interacción relevantes al estudio del cambio climático. Establecida la confiabilidad del modelo para representar distintos estados climáticos, se evaluó la sensibilidad de la circulación atmosférica al cambio en el gradiente meridional de temperatura sobre la región extratropical. Se observó que la circulación atmosférica responde al forzante anómalo impuesto en latitudes extratropicales, con un aparente desplazamiento del jet hacia el norte. El debilitamiento del transporte de cantidad de movimiento en latitudes extratropicales, sería el responsable del debilitamiento de la rama subpolar del jet y del fortalecimiento la rama subtropical.

Si bien la respuesta de la circulación atmosférica ante la superposición de dos anomalías externas, no tiene por que ser la combinación lineal de la respuesta ante dichas anomalías independientes, a la hora de evaluar la potencial contribución de cada proceso al cambio climático, estos resultados indicarían que los efectos derivados del incremento del vapor de agua en la atmósfera y de la intensificación del gradiente meridional de temperatura en altura, podrían ser de mayor relevancia a la circulación atmosférica, que el cambio en el gradiente meridional de temperatura de superficie.

Finalmente es importante destacar que el trabajo realizado durante estos años no culmina en esta tesis, sino que lo hasta aquí realizado es solo la puesta en marcha de una proyecto mucho más ambicioso. Los objetivos básicos a alcanzar en el mediano plazo, son fundamentalmente:

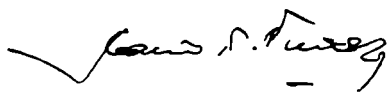
- **Profundizar el conocimiento de la variabilidad del clima regional** en distintas escalas temporales, particularmente en cuanto a la variabilidad interanual a interdecádica
- **Mejorar el rendimiento de las actuales herramientas de pronóstico del tiempo**

En dicho contexto, se propone avanzar en el ajuste de aquellos parámetros que aun pueden mejorar el rendimiento del modelo de circulación general sobre el Hemisferio Sur, como por ejemplo:

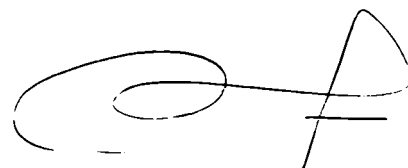
- Explorar en el **ajuste de la orografía**, especialmente en la definición de la Cordillera de los Andes, la cual sin dudas ayudaría al ajuste del campo de masa a barlovento de la misma.
- Explorar en los **efectos combinados** de la sensibilidad climática regional a la definición del zoom meridional y al ajuste del coeficiente C_d como función de la época del año y de la latitud.
- Explorar en la definición de una retícula con **doble zoom meridional**, a fin de incrementar la resolución horizontal en las latitudes del jet polar y del jet subtropical.
- Explorar en el **intercambio, reformulación o inclusión** de aquellas parametrizaciones físicas que parecen estar asociadas con algunos de los problemas diagnosticados en el modelo. Particularmente, el ajuste de las **parametrizaciones convectivas, de la rugosidad en superficie y de los procesos disipativos**.

Paralelamente al trabajo de optimización sugerido, se propone:

- Diseñar un conjunto de **experimentos de sensibilidad climática** forzados por anomalías en la temperatura de la superficie del mar tropical, a **estudiar la variabilidad interanual de la circulación sobre el Hemisferio Sur**
- **Avanzar en el anidado del modelo global** en sí mismo (mediante la definición de un zoom latitudinal - longitudinal), así como en el anidado de algún modelo regional en el modelo global, en busca de optimizar el rendimiento de las actuales herramientas de pronóstico del tiempo sobre nuestra región



Dr. Mario Nuñez
Director



Lic. Andrea F. Carril
Doctoranda

APENDICE

a.1 Características generales del modelo LMDZ/CIMA

El modelo de circulación general atmosférica LMDZ/CIMA es un modelo desarrollado por el Laboratoire de Météorologie Dynamique de París (LMD) y posteriormente adaptado al sistema de cómputos del Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA). Para la versión en baja resolución (64 puntos de latitud, 32 puntos de longitud y 11 niveles verticales) y considerando un paso de tiempo de seis minutos para dinámica y una hora para la física, insume aproximadamente dos días para generar un año de simulación en un SUN Server Sparc 1000 con 96 Mb de memoria central. Dentro de los límites razonables para un MCG (modelo hidrostático), la resolución horizontal está casi exclusivamente determinada por la capacidad computacional del sistema disponible.

Es un modelo en puntos de malla. El reticulado del código hidrodinámico se encuentra completamente parametrizado como una función biunívoca de la latitud y la longitud, de modo tal que el usuario puede optar por trabajar con malla regular, o bien definir un zoom en la región del globo de mayor interés. La coordenada vertical es la presión normalizada respecto de la presión de superficie (coordenada adimensional sigma $\sigma = p / p_s$). Se consideran las siguientes condiciones de contorno: i) en el límite inferior $\sigma = 1$ y $\dot{\sigma} = 0$ ($\dot{\sigma}$ es la derivada total de la variable σ), y ii) en el límite superior $\sigma = 0$ y $\dot{\sigma} = 0$. Si bien el nivel sigma inferior toma la forma de la orografía (nunca la interseca), la misma debe ser suavizada de acuerdo a la resolución del modelo, para evitar inestabilizaciones provocadas por gradientes horizontales de presión muy abruptos. Como se ilustra en la figura A.I, los niveles verticales del modelo son no equiespaciados, con el fin de aumentar la resolución en la capa límite y en la estratosfera.

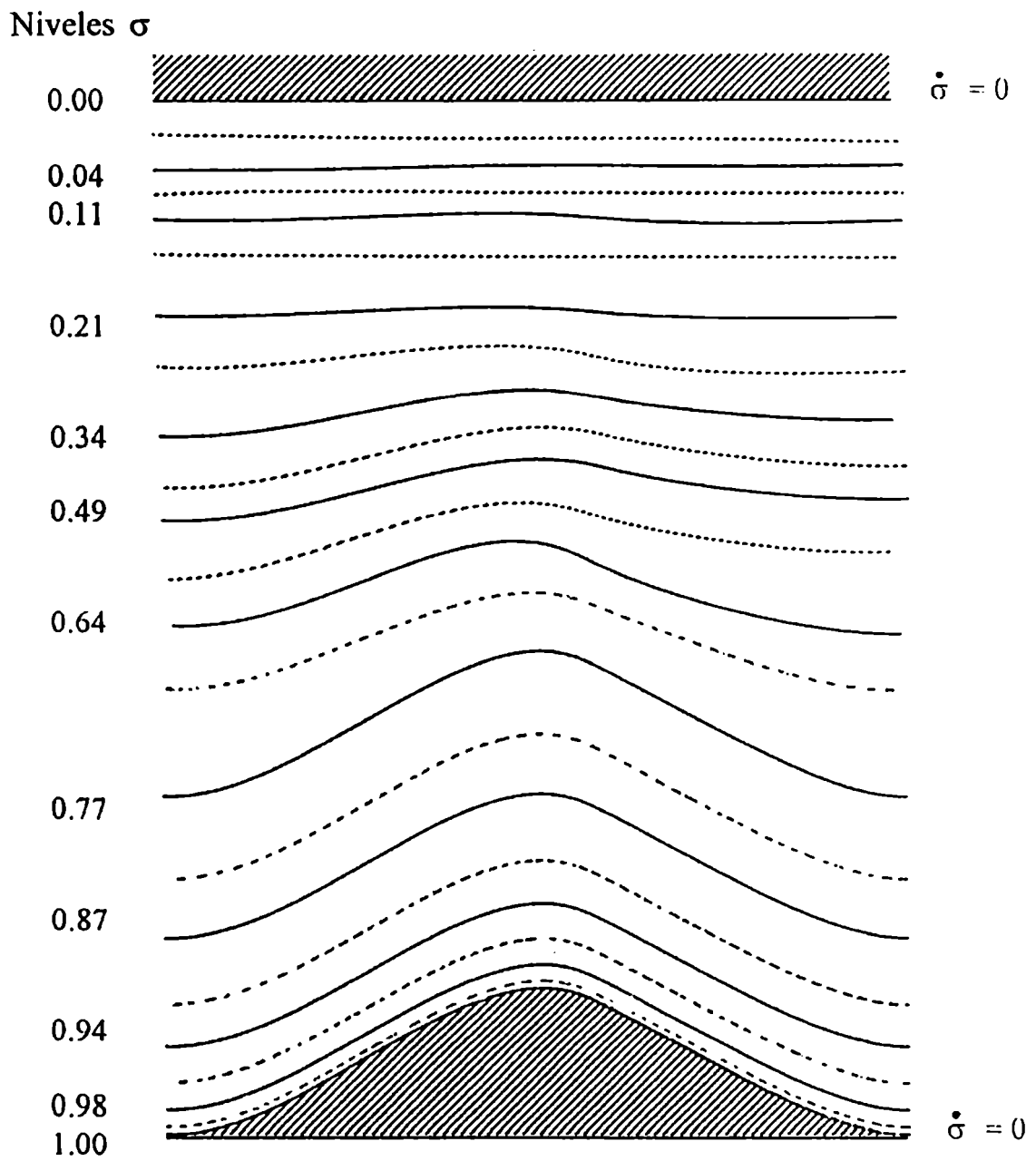


Figura A.I: Niveles verticales sigma y niveles intermedios considerados por el modelo.

El código de la dinámica del modelo, desarrollado por Le Van (1989) basado en la formulación original de Sadourny y Laval (1984), comprende la mecánica tridimensional de los fluidos geofísicos en ecuaciones primitivas (ver por ejemplo, Holton, 1979), bajo tres aproximaciones principales: i) la aproximación de los *gases ideales*; ii) la aproximación *hidrostática* (desprecia las aceleraciones verticales); iii) la aproximación de *capa delgada* (la dimensión vertical de la atmósfera es mucho menor que el radio terrestre). La parte física trata los procesos de transferencia radiativa, la capa límite planetaria, el tratamiento del suelo, la inestabilidad vertical, los procesos convectivos y la precipitación en gran escala, escritos en forma modular (Kálnay et al., 1989). Esta característica, permite intercambiar fácilmente las parametrizaciones físicas desarrolladas por el LMD con paquetes físicos alternativos, según el criterio e interés del usuario.

Las variables del modelo son: i) las componentes horizontales de la velocidad, ii) la velocidad vertical, iii) la temperatura potencial, iv) el geopotencial, y v) la presión de superficie. De acuerdo con esto y siguiendo la notación convencional, a continuación se presentan las ecuaciones primitivas escritas en coordenadas esféricas, según la coordenada vertical sigma:

Ecuaciones de movimiento

$$S_u = \frac{\partial u}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (p_s u \vec{V}) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (p_s u \dot{\sigma}) - f p_s v + p_s \frac{\partial \phi}{\partial x} + R \theta \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\kappa} \frac{\partial p_s}{\partial x}$$

$$S_v = \frac{\partial v}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (p_s v \vec{V}) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (p_s v \dot{\sigma}) + f p_s u + p_s \frac{\partial \phi}{\partial y} + R \theta \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\kappa} \frac{\partial p_s}{\partial y}$$

donde $f = 2 \omega \sin \varphi$ es el término de Coriolis

Ecuación de la energía

$$S_\theta = \frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (p_s \theta \vec{V}) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (p_s \theta \dot{\sigma})$$

Ecuación hidrostática

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} = -\frac{R\theta}{\sigma} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\kappa}$$

Ecuación de continuidad

$$\vec{\nabla} \cdot (p_s \vec{V}) + p_s \frac{\partial}{\partial \sigma} (\dot{\sigma}) + \frac{\partial p_s}{\partial t} = 0$$

Las ecuaciones se encuentran discretizadas según la malla tipo C de Arakawa (Arakawa y Lamb, 1977), con variables de masa y de movimiento definidas en puntos alternados. Más precisamente, las variables escalares (presión de superficie, geopotencial y temperatura potencial) son calculadas en los puntos correspondientes a los valores enteros del par ordenado $(x, y) = (i, j)$. La componente zonal del viento es calculada sobre los pares ordenados $(x, y) = (i+1/2, j)$, mientras que la componente meridional sobre los puntos $(x, y) = (i, j+1/2)$, tal como se ilustra en la figura A.II. Ambos polos geográficos pertenecen a puntos de viento meridional.

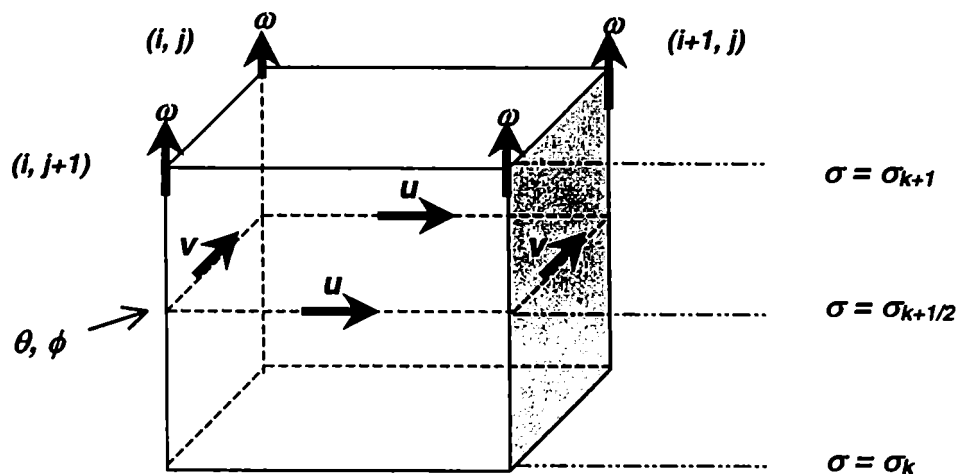


Figura A.II: Características de la malla del modelo. Adaptado de Hourdin (1992).

Las ecuaciones primitivas son integradas de acuerdo al esquema temporal explícito centrado Leapfrog (salto de rana). Suponiendo un operador F aplicado a una variable x

$$\frac{\partial x}{\partial t} = F(x)$$

y denominando x^t al estado de la variable en un instante de tiempo t , y δt al paso de tiempo, el sistema puede ser escrito como:

$$x^{t+\delta t} = x^{t-\delta t} + 2\delta t F(x^t)$$

Pero para evitar que las dos soluciones correspondientes a los pasos pares e impares de tiempo diverjan, se efectúa regularmente un paso corrector de Matsuno, que consiste en pronosticar el paso de tiempo $t+\delta t$ a partir del estado t :

$$x^{t+\delta t} = x^t + \delta t F(X^{t+\delta t})$$

donde

$$X^{t+\delta t} = x^t + \delta t F(x^t)$$

A fin de evitar la reducción extrema del paso de tiempo en latitudes altas, se aplica un filtro de Fourier sobre las derivadas longitudinales, eliminando las escalas de movimiento más pequeñas y previniendo inestabilidades numéricas. Dicho filtro (del tipo definido en Arakawa et al., 1974) se activa sobre las cuatro filas más cercanas a los polos, y actúa sin alterar las propiedades de conservación.

El detalle acerca de las parametrizaciones físicas incluidas en el modelo puede ser leído en Li (1997)[†]. No obstante, la tabla A.I presenta, entre otros detalles que hacen a la estructura y al funcionamiento del modelo, las parametrizaciones físicas más

[†] *Description algorithmique d'un ensemble de paramétrisation physique – phylmd.*
 Manuscrito no publicado, accesible por Internet: www.lmd.jussieu.fr/~lmdz/homepage.html

importantes y sus invariantes. El código del modelo (escrito en FORTRAN 77), fue originalmente diseñado para funcionar en computadoras tipo CRAY-2, y posteriormente adaptado para estaciones de trabajo SUN Sparc 1000, introduciendo modificaciones vinculadas al manejo de la precisión y la de entrada-salida de datos. El modelo realiza la entrada-salida de datos en formato DRS (formato sugerido por el proyecto AMIP de intercomparación de modelos de circulación general atmosférica, Gates, 1992). Como se aprecia en la tabla, para la inicialización de las experiencias, se utilizan dos tipos de datos: i) los forzantes de superficie (las TSM y la cobertura de hielos marinos, los campos de albedo, la rugosidad del terreno y la orografía), y ii) un campo conteniendo las distintas variables atmosféricas de pronóstico para todos los niveles (proveniente de una experiencia numérica previa).

Tipo de Modelo	<i>MCG en ecuaciones primitivas</i>
Sistema de Coordenadas	<i>Latitud, longitud, sigma</i>
Tipo de Malla	<i>C de Arakawa</i>
Esquema Numérico	<i>Leapfrog + Matsuno</i>
Condiciones Iniciales en Superficie	<i>TSM, hielo marino, albedo, rugosidad y topografía</i>
Condiciones Iniciales en Altura	<i>Análisis del ECMWF</i>
Invariantes	<i>Energía total, masa, entalpía potencial y enstrofía potencial (Sadourny, 1975a y b)</i>
Parametrizaciones más Importantes	<i>Capa Límite Planetaria (Sadourny y Laval, 1984)</i> <i>Tratamiento de Superficie (Arakawa et al., 1974)</i> <i>Procesos Convectivos (Manabe et al., 1964; Kuo, 1965)</i> <i>Precipitación en Gran Escala (Le Treut y Li, 1991)</i> <i>Procesos Radiativos (Fouquart y Bonnel, 1980; Moncette et al., 1986)</i> <i>Difusión lateral (Michaud y Sadourny, 1986)</i>

Tabla A.I: Características generales del MCG LMDZ/CIMA

a.2 Referencias del apéndice

- Arakawa, A. and V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, **17**, Academic Press, 174-265.
- Arakawa, A. and I. Mintz, 1974: The UCLA atmospheric general circulation model. *Tech. Note*, Department of Meteorology, Univ. of California.
- Fouquart, I. and B. Bonnel, 1980: Computations of solar heating of the earth's atmosphere: A new parameterization. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **53**, 35-62.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962-1970.
- Holton, J. R., 1979: An introduction to dynamic meteorology, *Internal Geophysics Series*, **23**, Academic Press.
- Hourdin, F., 1992: Etude et simulation numérique de la circulation générale des atmosphères planétaires. *Tesis Doctoral*, Université du Paris.
- Kálnay, E., M. Kanamitsu, J. Pfaendtner, J. Sela, M. Suarez, J. Stackpole, J. Tuccillo, L. Umscheid and D. Williamson, 1989: Rules for interchange of physical parameterizations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, 620-622.
- Kuo, H., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. of Atmos. Sci.*, **22**, 40-63.
- Le Van, P., 1989: Description de directives pour l'utilisation de la nouvelle dynamique du modèle de Circulation Générale. *Technical Report 147*, Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS, Paris.
- Le Treut, H. and Z. X. Li, 1991: Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: Feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Clim. Dyn.*, **5**, 175-187.
- Manabe, S. and R. Stricker, 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with convective adjustment. *J. of Atmos. Sci.*, **21**, 361-385.
- Michaud, R. and R. Sadourny, 1986: Sensitivity of January 1983 SST experiment to the formulation of lateral diffusion, *WMO/TD 138*, NCAR, Colorado.
- Moncrette, J. J., L. Smith and I. Fouquart, 1986: Pressure and temperature dependence of the absorption in long wave radiation parameterizations. *Contrib. Atmos. Phys.*, **59**, 455-469.

- Sadourny, R., 1975a: The dynamics of finite difference models of the shallow water equations. *J. of Atmos. Sci.*, **32**, 680-689.
- Sadourny, R., 1975b: Compressible model flows on the sphere. *J. of Atmos. Sci.*, **32**, 2103-2110.
- Sadourny, R. and K. Laval: 1984: January and July performance of the LMD general circulation model. In *New Perspectives in Climate Modeling*. Berger A. and Nicolis C. (Eds.), Elsevier, Amsterdam.